ISSN 0024-497X



·ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА·

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА
5
СЕНТЯБРЬ–ОКТЯБРЬ

1989

СОДЕРЖАНИЕ

Краткие сообщения

Хроника

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR
5
SEPTEMBER–OCTOBER
1989

CONTENTS

In Brief

News

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 5, 1989

УДК 553.045:551.4

© Бутузова Г.Ю.

ТИПЫ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ АКТИВНЫХ ЗОН МИРОВОГО ОКЕАНА

В статье выделены и охарактеризованы основные разновидности современных гидротермальных и гидротермально-осадочных образований дна Мирового океана. Предложена их классификация, в основу которой положены следующие признаки: соотношение гидротермального материала и экзогенной матрицы, преобладающий тип химических соединений рудного вещества, формы и масштабы его локализации.

Важнейшим научным достижением последних десятилетий в области геологии явилось открытие гидротермальных и гидротермально-осадочных металлоносных отложений железа, марганца и полиметаллов на дне Мирового океана.

Со времени их обнаружения получен богатейший фактический материал, разностороннее изучение которого позволило не только расширить, но и во многом изменить существующие ранее представления об океанской металлогении.

Гидротермально-осадочные накопления на дне морей и океанов в общем виде характеризуются эндогенным источником рудного вещества и нормально-осадочным способом его отложения, т.е. выпадение гидротермального материала в осадок, его захоронение и распределение по площади происходят в соответствии с геоморфологией, гидрологией и физико-химической средой района седиментации. Такого рода отложения формируются, как правило, в результате добавки эндогенных компонентов, поступающих в составе подводных эксгаляций и гидротерм, к фоновому материалу, образующемуся в ходе нормального осадкообразования. Осадочная матрица в свою очередь может быть полигенной и состоять из генетически разнородного материала – терригенного, биогенного, аутигенного, вулканогенного (пирокластического, вулканокластического, эдафогенного). Собственно гидротермальные образования океанского дна формируются в результате того же рудообразующего процесса и отличаются от гидротермально-осадочных лишь условиями разгрузки металлоносных растворов, которая происходит в толще коренных пород и осадков, не достигая их поверхности.

Широкие вариации условий выпадения, захоронения и распределения рудных компонентов и широкий диапазон соотношения эндогенного и нормально-осадочного вещества предполагают значительную изменчивость и разнообразие типов и разновидностей гидротермальных и гидротермально-осадочных накоплений современных морей и океанов, что в свою очередь требует их систематизации и разработки классификационных основ.

Было предпринято несколько попыток типизации гидротермально-осадочных образований активных зон Мирового океана. Так, Дж. Эдмонд с соавторами в условиях срединно-океанических хребтов выделил три характерных типа металлоносных осадков: 1) отложения, богатые Fe и Mn; 2) практически чистые гидроксиды и 3) богатые Fe, бедные Mn сульфидные отложения. Предполагается, что все они образуются в результате гидротермальной деятельности, а вариации состава контролируются степенью разбавления высокотемпературных гидротерм нормальной морской водой. Формирование сульфидов, по мнению указанных авторов, происходит при минимальном разбавлении первичных растворов,

изливающихся непосредственно на дно океана; гидроокислы Mn, образующие корки, выпадают из охлажденных кислородсодержащих растворов, включающих лишь несколько процентов первичного флюида, а железомарганцевые осадки отражают промежуточные стадии процесса [32].

В 1978 г. на конференции по металлогении океанских спрединговых зон Д. Кронан предложил подразделить все металлоносные отложения активных центров спрединга на три типа: 1) отложения сульфидов, ассоциирующихся с силикатами и окислами, примером которых могут служить рудные илы Красного моря; 2) обособленные, локальные отложения силикатов и окислов, развитые главным образом на срединно-океанических хребтах; 3) широко распространенные, преимущественно оксидные отложения железа и марганца, составляющие главную массу металлоносных осадков срединно-океанических хребтов [30].

Возникновение разных типов металлоносных осадков рассматривается как результат последовательного фракционированного осаждения минеральных фаз из гидротермальных растворов, при этом предполагается, что на самых ранних стадиях выпадают сульфиды, затем силикаты и последними – оксиды металлов.

В основу классификации гидротермальных отложений рифтовых зон Мирового океана, предложенной Э. Бонатти, положены условия их локализации, по которым выделены четыре группы рудных накоплений: 1) штокверково-вкрапленные и массивные сульфидные месторождения, развитые внутри магматических (преимущественно офиолитовых) комплексов; 2) массивные сульфидные руды типа "черных курильщиков", оксигидроксидные отложения железа и марганца и силикатные железные руды, приуроченные к устьевым зонам разгрузки гидротерм на дне океана; 3) отложения, формирующиеся на некотором удалении от источников гидротерм и подразделяющиеся на две группы (а – оксиды и гидроксиды металлов, силикаты и стратифицированные сульфиды типа красноморских, формирующиеся вблизи выходов гидротерм, и б – оксиды, гидроксиды и силикаты, перемещенные на значительные расстояния от участков разгрузки); 4) пластовые залежи гидроксидов, силикатов и сульфидов различных металлов, образующихся синхронно с выпадением терригенного материала на участках рифтов, расположенных недалеко от суши [26].

В этом варианте, как и в предыдущих, отсутствуют такие важные показатели, как геохимические характеристики и конкретные минеральные парагенезы, а главное – не учитывается соотношение в осадках генетически разных компонентов, т.е. степень их металлоносности, именно поэтому некоторые разновидности отложений совершенно произвольно называются рудами.

В целом рассмотренные выше примеры формальной типизации мало пригодны для их практического использования при исследовании океанской металлогении. Главная причина заключается в отсутствии объективных критериев, на основе которых проводится расчленение исключительно пестрых по составу и распространенности гидротермально-осадочных образований активных зон Мирового океана.

Более подробная и аргументированная типизация такого рода отложений была предложена Е.Г. Гурвичем, Ю.А. Богдановым и А.П. Лисицыным [7]. В пределах развития океанской коры в открытом океане ими выделены и в общем виде охарактеризованы следующие классы гидротермальных и гидротермально-осадочных накоплений: 1) сульфидные образования в толще океанской коры; 2) сульфидные массивные тела на поверхности океанского дна; 3) железомарганцевые гидротермальные корки; 4) гидротермально-осадочные металлоносные образования (металлоносные осадки) морей и открытого океана. Отдельно выделены отложения глубоководных впадин Красного моря, как водоема, отчлененного от океана, и древние металлоносные осадки дна спрединговых хребтов, которые разделяются на металлоносные осадки дна океанов и металлоносные образования древних спрединговых хребтов.

В отличие от предыдущих классификаций в этой схеме учитывается комп-

Таблица 1

Средние содержания Al, Ti, Fe и Mn (в бескарбонатном веществе), % и средние значения геохимических модулей в разных типах осадков и пород

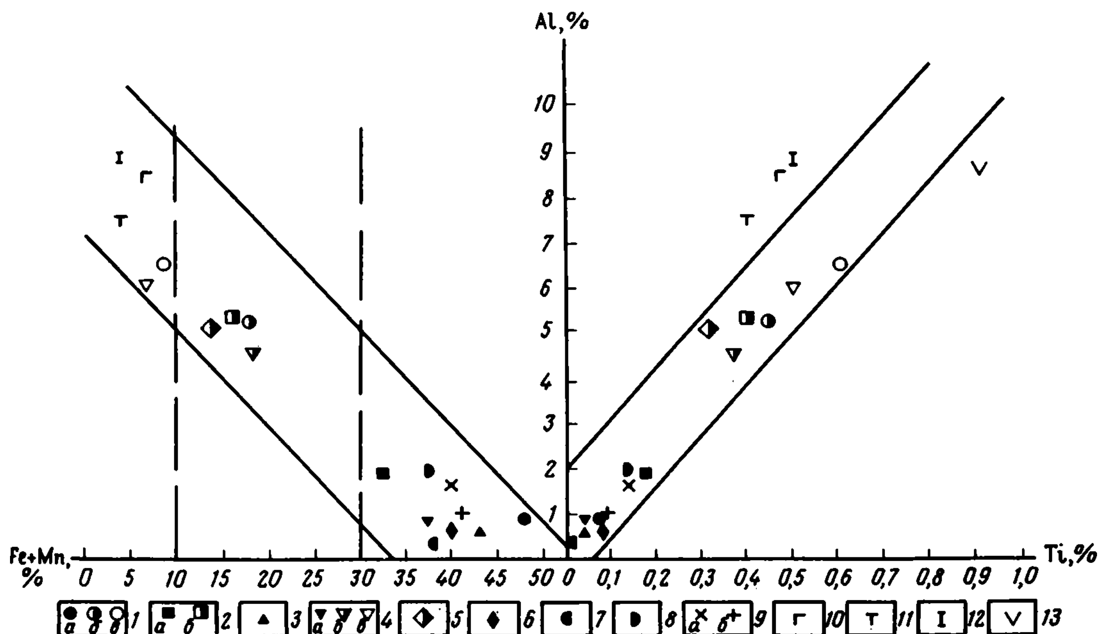
Местоположение и тип осадка (число проб)	Al	Ti	Fe	Mn	Ti/Al	Fe + Mn / Ti	Al/Al + + Fe + + Mn	Литературный источник
Впадины рифтовой зоны Красного моря								[14, данные автора]
Рудоносные осадки								
Атлантис-II (135)	0,97	0,07	35,7	1,41	0,07	530	0,02	
Тетис (35)	1,19	0,12	34,9	13,0	0,1	400	0,02	
Гипсум (25)	1,65	0,09	38,8	0,36	0,05	435	0,04	
Дискавери (8)	0,87	0,08	55,8	0,41	0,09	700	0,015	
Альбатрос (9)	0,34	0,04	50,1	0,23	0,10	1300	0,016	
Эрба (5)	0,5	0,05	50,0	0,2	0,10	1000	0,01	
Шагара (5)	0,5	0,03	35,4	18,6	0,06	1800	0,009	
Среднее (222)	0,86	0,07	42,9	4,9	0,08	683	0,015	
Металлоносные осадки								
Дискавери (14)	5,36	0,5	20,3	2,4	0,09	45	0,19	
Альбатрос (10)	5,8	0,47	15,0	0,9	0,08	34	0,27	
Эрба (17)	4,1	0,35	17,7	0,9	0,09	53	0,18	
Шагара (6)	6,2	0,56	11,6	4,4	0,09	29	0,27	
Нереус (19)	5,0	0,38	14,6	3,27	0,08	47	0,22	
Суакин (13)	5,3	0,43	16,5	3,5	0,08	46	0,21	
Среднее (79)	5,29	0,45	15,9	2,5	0,08	41	0,22	
Нормальные осадки (55)	6,5	0,6	7,8	0,7	0,09	14	0,43	
Восточно-Тихоокеанское поднятие:								[16, 28]
Ось хребта и зоны разломов (17)	1,98	0,18	24,0	8,25	0,09	180	0,06	
Фланги хребта (111)	5,42	0,4	9,69	5,89	0,07	39	0,26	
Среднее	4,35	0,32	18,1	5,09	0,07	72	0,16	
Галапагосская рифтовая зона:								
Fe–Mn-отложения (13)	0,76	0,04	5,64	37,2	0,05	1070	0,01	[16, 38]
Силикатные отложения – смектиты (39)	0,95	0,06	20,5	0,5	0,06	350	0,04	
Срединно-Атлантический хребет								
Площадь FAMOUS:								[37]
Fe–Mn-отложения (2)	0,62	0,04	10,5	27,0	0,06	940	0,01	
Силикатные отложения – смектиты (7)	0,76	0,04	22,9	2,87	0,05	645	0,03	
Геотермальное поле TAG:								[45]
Поверхностные металлоносные осадки	4,5	0,37	17,9	0,6	0,08	50	0,19	
Нормальные осадки	5,9	0,49	5,7	0,5	0,08	14	0,49	
Район тройственного сочленения хребтов Индийского океана (219)	5,42	0,31	11,85	2,47	0,06	45	0,25	[15]

Fe–Mn-осадки Аденского залива (6)	0,78	0,08	2,67	37,92	0,102	508	0,02	[29]
Кальдера о-ва Санторин в Эгейском море (10)	0,40	0,02	37,4	0,09	0,05	1875	0,01	[1]
Район Бану-Вуху (Индонезия)	2,1	0,15	32	5,5	0,07	250	0,05	[8]
Эксгалятивно-осадочные руды Mn								[6]
Северный Казахстан, ордовик (7)	1,52	0,13	5,2	35,4	0,085	312	0,03	
Восточная Башкирия, девон (11)	0,93	0,06	3,1	38,5	0,065	693	0,02	
Глубоководные красные глины	8,5	0,46	6,5	0,67	0,054	16	0,54	[47]
Пелагические глины Тихого океана	7,59	0,40	4,32	0,28	0,053	11	0,62	[16]
Глины платформ и геосинклиналей	8,96	0,49	4,73	0,05	0,054	10	0,65	[19]
Базальты срединных океанических хребтов								[9]
Восточно-Тихоокеанское поднятие	8,63	0,96	7,1	0,12	0,111	8	0,54	
Срединно-Атлантический хребет	8,68	0,84	7,4	0,12	0,097	9	0,53	
Хребты Индийского океана	8,74	0,90	6,8	0,13	0,103	8	0,55	
Среднее	8,68	0,90	7,1	0,12	0,103	8	0,54	

лекс таких признаков, как условия локализации, состав отложений и особенности их геохимии, однако единые классификационные принципы по-прежнему отсутствуют, в основу выделения отдельных групп положены разные критерии, нет количественной оценки степени металлоносности отложений.

Отсутствие общей типизации широкого спектра гидротермально-осадочных накоплений современных морей и океанов, созданной на основе четких классификационных критериев, чрезвычайно затрудняет сравнительное их исследование, создает большую терминологическую неопределенность при описании и характеристике этой важной группы минеральных образований. Так, например, одни и те же отложения глубоководных впадин Красного моря фигурируют в литературе как рудоносные, рудные или металлоносные осадки без пояснения геохимического и металлогенического смысла этих терминов. В то же время металлоносными принято называть осадки, содержащие не менее 10% Fe + Mn в пересчете на бескарбонатное вещество [12]. В соответствии с этим определением в одну категорию попадают нормальные осадки, содержащие гидротермальный материал в виде примеси, и накопления, практически целиком сложенные рудными компонентами.

Учитывая, что гидротермальная и гидротермально-осадочная металлогения Мирового океана – одна из самых молодых отраслей геологической науки, разработка обоснованной и полной классификации минеральных образований этого



Соотношения между Al, Ti и суммой рудных компонентов (Fe + Mn) в различных типах осадков и пород

1 – отложения рифтовой зоны Красного моря (*а* – рудоносные, *б* – металлоносные, *в* – нормальные); *2* – отложения Восточно-Тихоокеанского поднятия (*а* – рудоносные, *б* – металлоносные); *3* – рудоносные отложения Галапагосской рифтовой зоны; *4* – отложения Срединно-Атлантического хребта (*а* – рудоносные осадки площади FAMOUS, *б* – металлоносные осадки геотермального поля TAG, *в* – нормальные осадки геотермального поля TAG); *5* – металлоносные осадки Индийского океана; *6* – рудоносные отложения Аденского залива; *7* – рудоносные отложения кальдеры о-ва Санторин; *8* – рудоносные отложения района Бану-Вуху (Индонезия); *9* – древние гидротермально-осадочные марганцевые руды (*а* – Северный Казахстан – ордовик, *б* – Восточная Башкирия – девон); *10* – глубоководные красные глины; *11* – пелагические глины Тихого океана; *12* – глины платформ и геосинклиналей; *13* – базальты срединно-океанических хребтов

генетического типа, по-видимому, дело будущего. Однако и сейчас на базе имеющегося фактического материала можно выделить и охарактеризовать целый ряд разновидностей, создав тем самым схематическую основу для будущей, возможно, более полной классификации.

Нам представляется наиболее целесообразным все гидротермально-осадочные отложения активных зон Мирового океана разделить прежде всего по степени их металлоносности, т.е. по соотношению эндогенного (гидротермального, эксгалятивного) рудного вещества и экзогенной составляющей, независимо от конкретных особенностей слагающих ее компонентов.

Более дробное подразделение предлагается проводить по таким признакам, как основной тип химических соединений и характер локализации осадков.

Самым объективным критерием, позволяющим на количественной основе оценить степень обогащения осадков эндогенным материалом, являются геохимические модули, среди которых широко применяются титановый (Fe + Mn) : Ti [21] и алюминиевый Al : (Al + Fe + Mn) [28].

В основе модульного метода геохимического анализа лежат фундаментальные свойства химических элементов, отражающиеся в их миграционной способности и образовании тех или иных минеральных фаз. Низкая подвижность таких элементов-гидролизатов, как Al и Ti, в гипергенных, низкотемпературных процессах давно установлена в работах Б.Б. Полынова, Н.М. Страхова, А.И. Перель-

Таблица 2

Схема типизации современных гидротермальных и гидротермально-осадочных образований активных зон Мирового океана

Группы отложений			Минералы	
по содержанию рудного вещества	по преобладающему типу химических соединений	по условиям залегания	основные	сопутствующие
1	2	3	4	5
Рудоносные (Fe + Mn)/Ti > 100, Al/(Al + Fe + Mn) < < 0,1, Fe + Mn (в бескарбонатном веществе) > 30%	Сульфидные	Массивные	Пирит, халькопирит, марказит, сфалерит, вюртцит, пирротин, кубанит	Ангидрит, гипс, барит, SiO_2 (аморф), Fe-смектиты, тальк, сапонит, гидроксиды Fe, сульфаты Mg, Cu, Zn, оксихлориды Cu и др.
		Линзовидно-пластовые	Рентгеноаморфные сульфиды Zn, Fe, Cu, сфалерит, пирит, халькопирит, пирротин, сульфосоли Cu	Гидроксиды Fe (аморфные, гётит, гематит), Fe-смектиты, SiO_2 (аморф), ангидрит, гипс, манганосидериты
		Прожилково-вкрапленные в базальтах	Халькопирит, пирит, пирротин	Fe-смектиты, кварц, хлорит, карбонаты, цеолиты, гидроксиды Fe, титаномагнетит (?)
	Силикатные	Линзовидно-пластовые	Нонтронит, смешанослойные Fe-смектиты, селадонит	Сульфиды, гидроксиды Fe, SiO_2 (аморф), тальк, сапонит
		Участки внутри гидротермально измененных пород	Fe-смектиты	Тодорокит, бернессит, вторичные карбонаты
	Оксидные железомарганцевые	Линзовидно-пластовые	Рентгеноаморфные гидроксиды Fe и Mn, гётит, гематит, лепидокрокит, тодорокит, бернессит, манганит	Fe-смектиты, магнетит, SiO_2 (аморф), ферригидрит, гётит-гроутит, бузерит, вернадит, асболаны
		Корки на поверхности осадков и пород	Толорокит, бернессит, гётит, гидрогётит	Аморфные гидроксиды Fe и Mn, Fe-смектиты, SiO_2 (аморф)

Химические элементы		Формы и масштабы распространения	Типичные примеры локализации	Литературный источник
основные	сопутствующие			
6	7	8	9	10
Fe, Cu, Zn, S	Si, Mg, Ba, Pb, Cd, Ag, As, Sb, Au, Pt, Co, Ge, Se, P	Холмообразные постройки высотой до 50 м, диаметром до 30 м в местах разгрузки гидротерм	21° и 13° с.ш. ВТР, хр. Хуан-де-Фука, Галапагосский рифт, Калифорнийский залив (впадина Гуаймас)	[16, 18, 24, 28, 32, 34–36, 38, 42 и др.]
Fe, Zn, Cu, S	Si, Pb, Cd, Ag, Sb, Co	Прослои и линзы внутри осадочной толщи, ограниченные размерами впадины-ловушки	Красное море, Солтон-Си (?)	[2, 3, 14, 41 и др.]
Fe, Cu, S	Zn, Si, Ti	Прожилки от долей миллиметра до 10 см в диаметре и микровкрапленность внутри коренных пород	Срединно-Атлантический и Аравийско-Индийский хребты, Коста-Риканский рифт, отдельные участки ВТП	[17, 18, 27, 36 и др.]
Fe, Si	K, Mg, Al	Прослои и линзы, уплотненные сгустки и корки в осадочной толще	Красное море Галапагосский рифт, Калифорнийский и Аденский заливы	[2, 4, 29, 38, 39, 48 и др.]
Fe, Si	K, Mg, Al	Неправильной формы участки и гнезда	Малоантильская островная дуга, Галапагосский рифт	Данные автора и [48]
Fe, Mn	Si, Zn, Cu, Pb	Прослои разной мощности и протяженности в осадочной толще	Красное море, Галапагосский рифт, Срединно-Атлантический хребет (поля TAG, FAMOUS), Аденский и Калифорнийский заливы, активные подводные вулканы (Санторин, Бану-Вуху)	[1, 2, 8, 10, 14, 29, 31, 34, 37, 39, 44–46, 48 и др.]
Mn, Fe	Si, Ca, Mg	Твердые корки толщиной до нескольких десятков сантиметров	Галапагосский рифт, Аденский залив, Срединно-Атлантический хребет, ВТП и др.	[5, 10, 18, 23, 25, 29]

1	2	3	4	5
		Участки внутри гидротермально измененных пород	Тодорокит, гётит	Fe-смектиты, бернессит, гидроксиды Fe
Металлоносные (Fe + Mn)/Ti – 25–100, Al(Al + Fe + + Mn) – 0,4–0,1, Fe + Mn (в бескарбонатном веществе) 10–30%	Оксидные железомарганцевые	Покровные, "базальные" в подошве осадочной толщи	Рентгеноаморфные гидроксиды Fe и Mn	Fe-смектиты, SiO_2 (аморф), гётит, тодорокит, бернессит, вернадит, магнетит, гипс, ангидрит, барит, манганосидериты, оксихлориды Cu и др.

мана, Н.А. Лисицыной и др. Так, при исследовании процессов выветривания в природных и лабораторных условиях показано, что в ряду подвижности химических элементов Al и Ti всегда занимают крайнее положение, относясь к числу наименее миграционноспособных [11].

Н.М. Страховым была подчеркнута общая геохимическая закономерность, характерная для глин, песчано-алевритовых пород и бокситов разного возраста, которая заключается в постоянстве соотношений Al и Ti [20].

Анализ большого фактического материала (собственного и литературного) позволяет утверждать, что та же закономерность в полной мере присуща современным металлоносным и рудным образованиям активных зон Мирового океана, древним гидротермально-осадочным рудам, а также океанским пелагическим осадкам.

Этот вывод сделан на основании данных по распределению Al, Ti, Fe и Mn в современных отложениях и древних рудах, приведенных в табл. 1, и наглядно демонстрируется на фигуре.

Сильная прямая корреляционная связь наблюдается между Al и Ti (см. фигуру) – коэффициент корреляции равен 0,977 при 95%-ном доверительном интервале значимости. На фигуре показана обратная корреляционная зависимость между Al и суммой Fe и Mn – главных по массе рудных компонентов (коэффициент корреляции равен 0,864 при 95%-ном доверительном интервале). В целом низкие содержания Al и Ti представляют собой характерную геохимическую особенность металлоносных и особенно рудных гидротермально-осадочных накоплений дна океана, что и обусловило первоначальное их название как "бедные алюминием железомарганцевые отложения" [28].

Установленная для гидротермально-осадочных отложений парагенетическая связь алюминия с титаном и закономерное уменьшение концентрации этих элементов с ростом содержания гидротермальных рудных компонентов – железа и марганца достаточно определенно свидетельствует о присутствии подавляющей части Al и Ti в составе литогенных (терригенных, вулканогенных) частиц.

Как следует из приведенных в табл. 1 данных, в глинах океанов и континентов отношение титана к алюминию в среднем составляет 0,054, в базальтах срединно-океанических хребтов – 0,103. На фигуре точки, соответствующие континентальным и океаническим глинам, занимают крайнее левое положение, точки, соответствующие базальтам срединно-океанических хребтов, – крайнее правое.

В подавляющем большинстве случаев различные типы металлононосных

6	7	8	9	10
Mn	Fe, Si, Ca, Mg	Неправильной формы участки, гнезда, замещение биогенных и вулканогенных частиц	Малоантильская островная дуга. Галапагосский рифт	Данные автора и [48]
Fe, Mn	Cu, Zn, Pb, V, Ni, Co, Mo, Sb, U, Zr, P, Ba, РЗЭ	Широкие площади (до нескольких миллионов квадратных километров) срединно-океанических хребтов, отдельные впадины рифтовых долин	Юго-восточная часть Тихого океана, Срединно-Атлантический и Срединно-Индийский хребты, впадины Красного моря и др.	[5, 7, 10, 12–16, 21, 23, 28, 31, 32, 44, 45 и др.]

и рудных образований по значениям Ti/Al занимают промежуточное положение между глинами и океаническими базальтами (см. табл. 1), что свидетельствует о смешанном составе их литогенной матрицы, главными компонентами которой являются терригенные глины и продукты базальтового вулканизма.

Положение о весьма малой миграционной способности Al и Ti в гидротермальном процессе подтверждается результатами прямых анализов термальных растворов рифтовых зон, к сожалению, пока немногочисленных. Содержание Al в отдельных пробах вод находятся на уровне микроконцентраций (единицы ммоль/кг), данные по Ti в литературе нами не обнаружены.

Доказательство преимущественно литогенной природы алюминия и титана делает вполне обоснованным использование геохимических модулей этих элементов для выявления присутствия в осадках эндогенного рудного вещества и ориентировочной оценки степени его концентрирования в составе металлоносных образований дна океана.

Следует иметь в виду, что эндогенный рудный материал может содержать и чисто экзогенные компоненты, сорбированные из морской воды свежеосажденными гидрооксидами железа и марганца, однако общее их количество несопоставимо мало по сравнению с эндогенными железом и маргенцем, что позволяет пренебречь сорбированным из воды веществом при оценке гидротермального вклада в общую массу осадка.

Н.М. Страхов, рассмотрев распределение элементов в широком спектре осадочных и гидротермально-осадочных образований, пришел к выводу, что величина титанового модуля для осадков и пород, лишенных гидротермального (эксгалятивного) влияния, как правило, не превышает 25. В общем виде, исключая конкретные экзогенные аномалии, по мнению Н.М. Страхова, "значения модуля, заметно превышающие 25, ... следует рассматривать как достоверное доказательство участия в осадке эксгалятивного компонента" [22, с. 25].

Величины алюминиевого модуля для нормальных осадков, лишенных примеси рудного вещества, как показали наши расчеты, обычно выше 0,4.

В табл. 1 приведены значения геохимических модулей для широкого спектра современных гидротермально-осадочных образований по сравнению с нормальными осадками и породами, лишенными влияния гидротерм, а также с отдельными типами руд. Таблица демонстрирует широкие пределы изменения модульных величин – от незначительно превышающих терригенный фон до чрезвычайно высоких (> 1000) значений для титана и низких (< 0,01) для алюминия, что

отражает большую вариабельность соотношений в металлоносных накоплениях нормального осадочного материала и эндогенного рудного вещества.

Анализ имеющегося фактического материала показывает, что при значениях титанового модуля > 100, алюминиевого < 0,1 в бескарбонатном веществе содержится, как правило, более 30% рудных компонентов (в основном Fe + Mn), а гидротермальный материал составляет не менее половины массы осадка.

Учитывая это обстоятельство, предлагается все гидротермально-осадочные отложения по значениям геохимических модулей и содержанию рудного вещества подразделить на два крупных класса: 1) р у д о н о с н ы е – титановый модуль > 100, алюминиевый < 0,1, Fe + Mn > 30% (на бескарбонатное вещество) 2) м е т а л л о н о с н ы е – пределы величин титанового модуля 25–100, алюминиевого 0,4–0,1, содержание Fe + Mn 10–30%.

Важно иметь в виду, что термин рудоносные не подразумевает оценки экономической значимости отложений, поскольку при выделении этого класса принимается во внимание лишь соотношение рудных и нерудных компонентов осадка, а не общая масса или запасы минерального сырья, не учитываются также современные его кондиции, технология и стоимость добычи. Поэтому к классу рудоносных отложений могут быть отнесены как потенциальные рудные залежи, так и незначительные рудопроявления, а также рудная минерализация. Отметим, что Д. Кронен на чисто качественной основе все металлоносные осадки также подразделил на две группы: 1) нормальные и 2) аномальные, т.е. локальные отложения, резко обогащенные металлами [10], которые нами названы рудоносными.

Более дробное расчленение выделенных классов предлагается проводить по таким признакам, как преобладающий тип химических соединений и характер локализации рудного вещества.

Общая схема типизации рассматриваемых отложений представлена в табл. 2. Ниже приводится краткая характеристика основных особенностей вещественного состава, морфологии и условий локализации каждой из выделенных разновидностей.

РУДОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

По преобладающему типу химических соединений подразделяются на с у л ь ф и д н ы е, с и л и к а т н ы е и о к с и д н ы е.

I. Сульфидные отложения. Эти отложения пространственно и генетически наиболее тесно связаны с высокотемпературной гидротермальной деятельностью; минералогически и геохимически чрезвычайно разнообразны, содержат максимальные количества таких экономически важных металлов, как Cu, Zn, Pb, Ag, некоторые их разновидности промышленно перспективны.

По условиям локализации, морфологии рудных тел и масштабам распространения среди сульфидных отложений выделяются три подтипа.

Массивные сульфидные тела на дне океана. Широко употребляемый в литературе термин "массивные сульфиды" достаточно условен, поскольку не имеет четких морфологических, физических и структурно-текстурных ограничений, а обозначает прежде всего конусовидные холмообразные постройки, расположенные на базальтовом основании дна океана или на поверхности осадочной толщи. Обычно подобные сооружения увенчаны трубами или каналами, по которым поступали или изливаются в настоящий момент гидротермальные растворы. Диаметр холмов меняется от 1–2 до 20–30 м, высота достигает 50 м (обычно 5–6 м) [34, 36].

Одно из наиболее крупных скоплений сульфидных руд обнаружено в пределах Галапагосского рифта, пластовая залежь которых имеет мощность 35 м, ширину – 20–200 м и протяженность порядка 1 км. Предполагается, что сульфидное тело образовалось в результате срастания отдельных близко расположенных холмов при их отмирании и разрушении [18, 40 и др.].

Гидротермальные постройки, находящиеся в активной стадии процесса, принято называть "курильщиками", которые в зависимости от температурного режима и дебита источника подразделяются на "черные" и "белые". Для черных курильщиков характерны максимально высокие температуры термальных растворов (> 350° С), большие (до 24 м/с) скорости их движения и выделение черного тонкодисперсного взвешенного материала, состоящего главным образом из пирротина и железистого сфалерита. Температура гидротерм белых курильщиков значительно ниже (< 350° С), дебит слабее, выделяющаяся взвесь состоит преимущественно из опалесцирующих масс аморфного кремнезема с небольшой примесью барита и пирита [33].

Текстурные особенности, минеральный состав и пространственные взаимоотношения материала, слагающего трубы и базальные холмы, свидетельствуют об образовании последних за счет разрушения рудоподводящих каналов и лишь частично при осаждении взвешенных частиц. "Дым" над курильщиками поднимается вверх на несколько сотен метров, основная масса тонкого взвешенного материала рассеивается в ходе водной циркуляции и окисляется [32, 34].

Образцы, отобранные из разных участков холмообразных сооружений, крайне неоднородны. Наряду с трубчатыми, ноздреватыми, пористыми агрегатами встречаются прослои и плитки массивных крупнокристаллических сульфидов, а также образцы с четкой концентрической зональностью. Состав их чрезвычайно сложный. Преобладающими по массе минералами являются сульфиды железа, меди и цинка. Стенки труб сложены сульфидами и сульфатами Са и Ва (ангидрит, барит), на активных участках они полые, каналы отмерших курильщиков обычно закупорены сульфидными минералами.

Наряду с сульфидами в составе гидротермальных холмов развиты сульфаты (ангидрит, гипс, барит, сульфаты Mg, Cu, Zn и др.), силикаты (преимущественно аморфный кремнезем, тальк, железистые смектиты, реже цеолиты), карбонаты (кальцит), хлориды (атакамит).

Наиболее сложным минеральным составом характеризуются отмершие постройки, где широко проявлены продукты окисления первичных гидротермальных образований – гидроксиды Fe, ярозит, элементная сера и др. Стенки труб активных каналов, как правило, имеют в целом темно-серую окраску и характеризуются вполне определенной минералогической, химической и текстурной зональностью. Во внутренних, центральных частях каналов развиты сульфиды Fe и Cu, представленные в основном халькопиритом и кубанитом, внешняя часть состоит обычно из тонкозернистых кристаллов сфалерита, пирита, марказита и пирротина в ассоциации с ангидритом или баритом. В ряде случаев внешняя зона отделена от внутренней прослоем борнит-халькопиритового состава. Подробная характеристика минерального состава массивных сульфидов приведена в работах [24, 34–36, 42 и др.].

Многочисленные химические анализы массивных сульфидов из разных районов свидетельствуют о практическом отсутствии в их составе экзогенного терригенного вещества. Главные слагающие их компоненты (Fe, Zn, Cu, Si, Mg и S) в сумме, как правило, составляют 100%.

В настоящее время массивные сульфиды известны во многих точках срединно-океанических хребтов, преимущественно в Тихом океане, в зонах со средними и высокими скоростями спрединга (21 и 13° с.ш., 20–21,3° ю.ш., хребет Хуан-де-Фука, впадина Гуаймас в Калифорнийском заливе, Галапагосский рифт).

Линзовидно-пластовые отложения сульфидов. Слоистые сульфидные отложения, развитые внутри осадочной толщи или на ее поверхности и образованные в результате разгрузки гидротерм на дне геоморфологически выраженных глубоководных впадин, согласно имеющимся на сегодняшний день данным, известны лишь в рифтовой зоне Красного моря.

Это связано со специфической обстановкой рудообразования, а именно с наличием бескислородных, высокоминерализованных вод (рассолов) в местах

разгрузки гидротерм. Плотные рассолы, заполняющие геоморфологически выраженные депрессии морского дна, препятствуют проникновению поверхностных вод ко дну и создают тем самым условия, благоприятные для сохранения в осадках гидротермальных сульфидов, предохраняя их от окисления.

Характерная особенность сульфидной минерализации в Красном море заключается в неравномерности распределения сульфидов как по вертикали осадков, так и на площади впадины. Тем не менее в разрезе осадочной толщи выделяются горизонты, резко обогащенные сульфидами, образование которых отвечает периодам максимальной интенсивности гидротермальной деятельности и рудообразующего процесса. В пределах этих горизонтов сульфиды не образуют единых, выдержанных по простиранию пластов, а неравномерно рассеяны в массе кремнево-железистых или ангидритовых отложений, образуя скопления, сгустки, линзы и тонкорассеянную микровкрапленность. Обогащенные сульфидами прослои и линзы выделяются сажисто-черной окраской и характеризуются самыми низкими (от +50 до –90 мВ) для рудоносных отложений значениями Eh. В рудоносных осадках Красного моря наиболее широко распространены сульфиды железа и цинка, представленные рентгеноаморфными фазами, пиритом и сфалеритом. Самые высокие концентрации сульфидов, их минералогическое разнообразие и наилучшая окристаллизованность характерны для участков, расположенных в непосредственной близости от мест разгрузки гидротерм, где наряду с пиритом, сфалеритом и рентгеноаморфными фазами широко развиты пирротин, а также сульфидные соединения меди – халькопирит, сульфосоли меди [2]. Сульфидные прослои отличаются максимальными для рудной толщи содержаниями таких элементов, как Cu (до 2,5%), Zn (до 10%), Pb (до 0,4%), Ag (до 0,02%), Cd (до 0,07%).

В сульфидсодержащих горизонтах впадины Атлантис-II четко прослеживается вполне определенная геохимическая зональность. Так, высокие содержания меди в сульфидах маркируют участки разгрузки термальных растворов, медная минерализация развита на ограниченных по размерам площадях, сульфиды цинка распространены значительно шире, практически по всей впадине, сульфиды свинца вообще не характерны для рудных осадков. Повышенные содержания свинца связаны с вхождением элемента в состав сульфидов железа, цинка и меди.

Среднее значение титанового модуля для сульфидных отложений впадины Атлантис-II составляет 545, алюминиевого – 0,07. Относительно низкие для титана и высокие для алюминия модульные значения связаны с тем, что в составе рудного вещества сульфидных отложений наряду с железом содержатся большие количества таких элементов, как цинк и медь, которые при расчете геохимических модулей не учитываются. Концентрация титана в сульфидных прослоях не превышает сотых долей процента.

В ассоциации с сульфидами в красноморских осадках находится сложный комплекс минеральных фаз, включающий оксиды и гидроксиды железа (аморфные, гетит, гематит), аморфный кремнезем, железистые смектиты, сульфаты (ангидрит, гипс), карбонаты (манганосидериты). С последними связано присутствие небольших количеств марганца в сульфидных отложениях Красного моря.

Не исключено, что сульфиды, развитые в плиоцен-плейстоценовых отложениях геотермальной системы Солтон-Си, близки к красноморским по составу, характеру залегания и генезису. Однако имеющихся в литературе данных [41] пока недостаточно для подтверждения (или опровержения) этого предположения.

Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация[1]. Этот тип рудной минерализации, так же как и массивные сульфиды дна Мирового океана, ограничен областью существования гидротермальных систем, непосредственно с ними свя-

---

[1] В отдельных работах такого рода образования называются минерализацией "штокверкового" типа [18].

зан и развит в толще океанической коры преимущественно в пределах второго (базальтового), реже в верхах третьего слоя. Прожилково-вкрапленные сульфиды являются собственно гидротермальными, а не гидротермально-осадочными образованиями, поскольку формируются при разгрузке металлоносных гидротерм в толще коренных пород. Признаки вторичной, прожилково-вкрапленной минерализации в океанических базальтах, обнаруженные как по материалам глубоководного бурения, так и при драгировании пород, зафиксированы в целом ряде участков рифтовых зон преимущественно в районах со средними и малыми скоростями спрединга (Срединно-Атлантический и Аравийско-Индийский хребты, отдельные, участки ВТП, Коста-Риканский рифт и др.).

Сульфиды в океанических базальтах обычно образуют прожилки причудливой формы и разной протяженности, по мощности не превышающие 5—10 см, обычно значительно меньше (несколько миллиметров). Помимо жильной минерализации, выполняющей трещины в породах, сульфиды встречаются и в виде тонкорассеянной локальной микровкрапленности, обычно в промежутках между прожилками. В целом масштабы развития вторичных гидротермальных сульфидов в океанской коре незначительны. По составу и минеральным парагенезам они существенно отличаются как от массивных сульфидов дна океана, так и от собственно магматогенных сульфидов коренных магматических пород.

Вкрапленные и жильные рудные минералы представлены в основном пиритом, халькопиритом и пирротином, т.е. сульфидами железа и меди, которые находятся в ассоциации с вторичными силикатами (смектиты, хлорит, кварц), реже цеолитами, карбонатами, магнетитом [27,36 и др.].

Характер рудной минерализации в коренных породах на склонах Аравийско-Индийского хребта подробно описан Т.В. Розановой и Г.Н. Батуриным [17]. Показано, что основные минералы — халькопирит и пирит образуют прожилковую вкрапленность в кварцево-хлоритовой жильной массе, при этом структурные особенности халькопирита свойственны его высокотемпературным разностям.

В базальтах из экваториальной части Срединно-Атлантического хребта в зоне его пересечения с разломом Романш вторичные сульфидные минералы в виде прожилков и обособленных агрегатов также представлены халькопиритом, пиритом и пирротином [17].

Общая геохимическая специфика гидротермальных прожилково-вкрапленных сульфидов заключается в широком развитии железомедной минерализации и редком присутствии сульфидов цинка, что отличает их от массивных залежей и стратифицированных сульфидных отложений.

II. **Силикатные отложения.** Одна из характерных минеральных разновидностей рудоносных осадков представлена аутигенными слоистыми силикатами, среди которых господствует группа железистых смектитов. Их присутствие зафиксировано в большинстве гидротермально активных районов Мирового океана (ВТП, Красное море, Срединно-Атлантический хребет, Аденский залив, Малоантильская островная дуга и др.), наиболее широко железистые смектиты развиты в отложениях Галапагосского рифта.

По характеру локализации и условиям образования силикатные отложения можно разделить на два подтипа: гидротермально-осадочные стратиформные, образующие линзовидные прослои, и собственно гидротермальные, выполняющие причудливой формы участки внутри гидротермально измененных пород разного состава. Первые формируются в результате выпадения из придонных вод аморфных или слабоокристаллизованных кремнево-железистых фаз с дальнейшей диагенетической их трансформацией, вторые — при разгрузке гидротерм до выхода их на дно, т.е. внутри осадков и пород.

Линзовидно-пластовые силикатные отложения. Гидротермально-осадочные железистые смектиты развиты в толще осадков обычно в виде линз и линзовидных прослоев, выделяющихся в разрезе зеленой окраской разнообразных

оттенков, часто они уплотнены и образуют слаболитифицированные комки, сгустки и корки.

Наиболее распространенной минеральной фазой смектитов являются тетракремниевые нонтрониты, т.е. высокожелезистые слоистые силикаты со слабым замещением Si на Al в тетраэдрических слоях.

Детальное исследование силикатной составляющей гидротермально-осадочного генезиса было проведено в рудоносных осадках впадины Атлантис-II (Красное море). В результате было показано, что в ходе старения и последовательной раскристаллизации выпадающего из раствора кремнево-железистого геля структурно неупорядоченные нонтрониты верхних горизонтов при постепенной фиксации калия из иловых вод через ряд смешанослойных образований трансформируются в селадонит. Механизм и динамика этого процесса в природных условиях разобраны в работах [4 и др.].

Столь же детально исследована группа железистых смектитов в районе Галапагосского рифта [48], там также отмечена четкая тенденция селадонитизации нонтронитов с глубиной осадочной толщи. Можно предположить, что механизм гидротермально-осадочного смектитообразования, разработанный на примере Красного моря и Галапагосской рифтовой зоны, является общим для всех активных районов Мирового океана.

На участках, расположенных в непосредственной близости от гидротермальных источников, отмечается более разнообразный комплекс силикатных минералов. Так, во впадине Атлантис-II в местах разгрузки наряду с обычными слоистыми силикатами нонтронит-селадонитового ряда обнаружен комплекс магнийсодержащих силикатов (тальк, сапонит, хлорит) [2]. Магниевые силикаты широко развиты в отложениях Калифорнийского залива (впадина Гуаймас), а тальк представляет собой типичную минеральную примесь в массе сульфидных тел дна океана; в отдельных районах Калифорнийского залива близ источников обнаружены крупные залежи гидротермально-осадочного талька [39]. Если для богатых магнием силикатных минералов характерна узкая пространственная и генетическая связь с сульфидными соединениями, то железистые смектиты встречаются в ассоциации с более широким спектром гидротермально-осадочных образований как оксидной, так и сульфидной специализации.

С химической точки зрения рудоносные отложения силикатного состава достаточно гомогенны и характеризуются высокими содержаниями железа и кремнезема при малых концентрациях алюминия, титана, марганца и микроэлементов, в том числе и таких типично гидротермальных, как медь, цинк и свинец.

Значения титанового модуля в силикатных (смектитовых) прослоях и линзах, как правило, значительно выше 100 (350 для Галапагосского района, 645 – на площади FAMOUS), что позволяет уверенно отнести их к типу рудоносных осадков.

Силикаты в гидротермально измененных породах. Эта разновидность гидротермальных образований еще очень слабо изучена. Нами в районе Малоантильской островной дуги (разломная зона Зомби, близ о-ва Гваделупа) драгированием были подняты коренные вулканогенно-осадочные породы, локально интенсивно переработанные термальными растворами.

Одним из главных гидротермальных новообразований внутри породы являются слоистые силикаты, образующие участки и гнезда причудливых очертаний зеленого цвета. Они практически мономинеральны и состоят из микроглобулярных выделений и сплошных масс тетракремниевого нонтронита.

В разрезе осадочной толщи Галапагосского рифта также отмечено [48] присутствие новообразованных смектитов, при этом показано, что при разгрузке растворов в поровых пространствах образуются феррисмектиты и селадонит, при взаимодействии гидротерм с кремнисто-карбонатной матрицей – Fe–Al-смектиты.

Гидротермальные смектиты, так же как гидротермально-осадочные, характеризуются крайне низкими содержаниями элементов-примесей (Al, Ti, микроэлементы, в том числе РЗЭ).

Учитывая близость минерального состава и геохимических черт обеих разновидностей смектитовых новообразований, а также возможное их сонахождение в одном и том же осадочном разрезе, границы между ними не всегда четко отбиваются. Наиболее характерная особенность смектитов, образованных при разгрузке гидротерм на дне, заключается в ярко выраженной тенденции изменения их состава, структуры и степени окристаллизованности в ходе диагенеза сверху вниз по разрезу осадочной толщи (селадонитизация). Гидротермальные смектиты в измененных осадках и породах распределены беспорядочно и находятся в сложных соотношениях с другими минеральными новообразованиями. Дальнейшие исследования, вероятно, позволят выявить минералого-геохимические и морфологические различия между рассматриваемыми группами смектитов.

III. Оксидные железомарганцевые отложения. Гидротермально-осадочные и гидротермальные образования, состоящие преимущественно из оксидных и гидроксидных соединений железа и марганца, – наиболее распространенный тип рудоносных осадков и развиты практически во всех активных областях Мирового океана.

По целому ряду признаков (форма залегания, минералого-геохимические особенности, масштабы распространения и условия локализации) они могут быть подразделены на три типа: 1) линзовидно-пластовые рыхлые отложения в толще осадков и на их поверхности; 2) твердые поверхностные корки, развитые на различном субстрате океанского дна; 3) образования, развитые внутри гидротермально измененных пород.

Линзовидно-пластовые отложения. Рудоносные отложения, состоящие в основном из гидроксидов железа и марганца, развиты преимущественно в троговых участках рифтовых долин (Красное море, Калифорнийский и Аденский заливы), в осевых частях срединно-океанических хребтов, а также в районах подводной вулканической деятельности некоторых островодужных систем (кальдера о-ва Санторин в Эгейском море; подводный вулкан Баку-Вуху в Индонезии и др.).

Наиболее благоприятной обстановкой для накопления железомарганцевых отложений являются геоморфологически выраженные депрессии дна, представляющие собой естественные ловушки рудного вещества; как правило, они расположены в местах разгрузки гидротерм либо в непосредственной близости от них. Рудные накопления обычно содержат в своем составе примесь биогенных и терригенных компонентов, в зависимости от количества которой значения геохимических модулей варьируют в широких пределах. Так, например, для осадков осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия среднее значение титанового модуля равно 180, для оксидных отложений впадины Атлантис-II (Красное море) ~ 700, для рудных накоплений в бухтах кальдеры Санторин > 1000.

В разрезе осадочной толщи рудоносные отложения в виде прослоев и линз разной мощности неравномерно переслаиваются с нормальными илами, включающими некоторое количество гидротермального материала либо полностью его лишенными.

Минеральный состав железомарганцевых накоплений разнообразен – наряду с широко развитыми рентгеноаморфными фазами там среди железистых минералов наиболее обычны: гётит, гидрогётит, лепидокрокит, гематит, реже встречаются магнетит, ферригидрит; среди марганцевых фаз обычно преобладает тодорокит, обнаружены также бернессит, бузерит, вернадит, манганит, более редкие минералы, такие, как асболаны и смешанные железомарганцевые фазы (гётит–гроутит). Дальнейшие исследования, вероятно, позволят уточнить и расширить список железомарганцевых минералов в рудоносных осадках.

Соотношение Fe и Mn в этом типе отложений также широко варьирует от

Таблица 3

Основные различия между гидротермальными и гидрогенными корками

Типы корок	Скорости роста, мм в 10^6 лет [18, 29, 44]	Содержания микроэлементов [23, 25, 29, 44]	Mn/Fe [25]	Fe/Mn [43]	Co/Zn [46]	U/Th [43]	Ce/La [5]	SiO_2 (абиоген) [46]	Основные минералы рудного вещества [10,23, 29 и др.]
Гидротермальные	100–1000	Низкие	> 5 (до 50 и выше)	12–237 в железистых, 0,002–0,14 в марганцевых	<0,15	>1	<2	Много	Тодорокит, бернесит, гётит, гидрогётит
Гидрогенные	1–10	Высокие	~1	~1	~2,5	< 1	>2	Мало	Широкий комплекс минералов Fe и Mn (вернадит, бернессит, тодорокит, аморфные гидроксиды Fe и Mn фероксигит, гётит, гидрогётит)

практически чистых накоплений железа или марганца до смешанных в разных пропорциях Fe–Mn-осадков. Соотношение главных рудных компонентов железа и марганца определяется степенью их фракционирования, что в свою очередь зависит от целого ряда факторов (дебита источника и режима протекания рудного процесса, физико-химических и геоморфологических условий отложения материала и др.).

Известно, что разделение Fe и Mn в геохимических процессах – явление широко распространенное в природе и ярко проявляющееся в ходе гидротермально-осадочного рудогенеза, что связано с различной миграционной способностью элементов, обусловленной разностью величин их окислительных потенциалов. Железо, как правило, окисляется и выпадает в осадок в непосредственной близости от мест разгрузки гидротерм, обеспечивая достаточно узкую локализацию чисто железорудных отложений. В особых случаях марганцеворудные прослои могут также отлагаться недалеко от устьев источника (Красное море), причины этого явления объяснены в работе [3]. Обычно более подвижный марганец, способный дольше мигрировать в растворе, отлагается на значительных расстояниях от источников. Формирование смешанных железомарганцевых отложений обусловлено прежде всего механическим перемешиванием частиц, а также процессами соосаждения и сорбции. В общем виде при прочих равных условиях значения Fe/Mn в осадках закономерно уменьшаются по мере удаления от мест разгрузки гидротерм.

Общая геохимическая особенность железомарганцевых рудоносных отложений заключается в их обогащении той же группой элементов, которые образуют сульфидные залежи, т.е. элементами, поступающими в составе термальных растворов, – главным образом медью, цинком и свинцом, и в относительно низких содержаниях других микроэлементов.

Железомарганцевые корки. Известно, что твердые корки и инкрустации, состоящие из оксидных и гидроксидных форм железа и марганца, широко развиты на поверхности дна океана. Среди них выделяются две генетические разновидности – гидротермальные, образующиеся в основном из материала, поступающего

на дно в составе эксгаляций и гидротерм, и гидрогенные, растущие за счет осаждения компонентов из морской воды. Проблема генезиса этих природных образований тесно связана с общей проблемой источника, а также баланса форм железа и марганца в океане и пока еще далека от однозначного решения.

Тем не менее установлены существенные различия между корками разного происхождения по целому ряду показателей (табл. 3). Эти различия определяются прежде всего интенсивностью поставки рудных компонентов и скоростью их аккумуляции.

Из приведенных в таблице данных следует, что скорости роста гидротермальных корок примерно на два порядка выше, чем гидрогенных. Железомарганцевые корки с наиболее высокими скоростями роста приурочены, как правило, к гидротермально активным участкам океанского дна (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Срединно-Атлантический хребет, Галапагосский рифт, Аденский залив и др.). В отличие от гидрогенных корок и пленок, развитых на более широких площадях океанского дна, гидротермальные образования в целом характеризуются более низкими содержаниями большинства микроэлементов, в том числе суммы РЗЭ [23, 25, 29, 44 и др.]. Такая общая геохимическая специфика – естественное следствие высоких скоростей аккумуляции рудного вещества, ограничивающих время контакта сорбционно активных частиц гидроксидов Fe и Mn с морской водой и экстракцию из нее микроэлементов.

Гидротермальные корки по сравнению с гидрогенными обеднены микроэлементами в 200–300 раз [25], а суммой РЗЭ – на один–два порядка [46]. Однако, как справедливо отмечает И.И. Волкова, такой показатель, как уровень концентрации микроэлементов, так же как и количество РЗЭ, зависящее от соотношения в корках оксидных форм железа и марганца, не всегда служит надежным критерием генезиса. По его мнению, более информативным для генетической интерпретации является состав РЗЭ, который в гидротермальных образованиях близок составу глубинных придонных вод и характеризуется низкими значениями Ce/La и La/Sb [5].

Важным геохимическим индикатором генезиса оксидных корок и инкрустаций служит соотношение в них железа и марганца (табл. 3). Если для гидрогенных корок характерен смешанный железомарганцевый состав, то в гидротермальных обычно резко преобладает тот или другой элемент, что определяется фракционированием железа и марганца в гидротермальном рудообразующем процессе.

Минералогия железомарганцевых корок и инкрустаций океанского дна изучена еще недостаточно полно. Однако имеющиеся данные позволяют наметить вполне определенные различия и в минеральном составе генетически разных образований.

В гидротермальных корках среди марганцевых минералов обычно преобладают тодорокит и бернессит, среди железистых – гётит и гидрогётит, гидрогенные корки характеризуются более сложным минеральным составом, там идентифицирован широкий комплекс железомарганцевых минеральных фаз – Fe–Mn-вернадиты, бернессит, гидрогётит и др.

Учитывая, что формирование корок и инкрустаций происходит в результате осаждения рудных компонентов из морской воды, по-видимому в одном и том же образовании могут присутствовать элементы, поступившие из разных источников, тем не менее весь комплекс отмеченных выше признаков позволяет выделять гидротермальные корки в самостоятельную генетическую разновидность.

Оксидные образования внутри гидротермально измененных пород. Подобно гидротермальным силикатам, оксидные фазы, развитые в толще коренных пород за счет разгрузки термальных растворов, изучены крайне недостаточно. Мы располагаем лишь материалом по гидротермально измененным породам вулканически активных участков Малоантильской островной дуги. Главный рудный компонент внутри вулканогенно-осадочной матрицы представлен гидроксидами Mn в виде колломорфных, почко- и дендритовидных выделений, а также

участков замещения биогенных и вулканогенных частиц. Минералы Mn находятся в сложных, незакономерных соотношениях со смектитовым материалом.

Рудная масса состоит преимущественно из хорошо окристаллизованного тодорокита и практически не содержит примеси химических элементов, за исключением Mg, Ca и K. На фоне рудного вещества, состоящего из гидроксидных форм Mn, встречаются редкие участки, обогащенные железом (Fe до 20%). К сожалению, минеральные формы оксидных фаз железа пока не идентифицированы.

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В отличие от рудоносных отложений металлоносные осадки более однообразны как по составу, так и по характеру локализации, кроме того, они менее детально изучены, поэтому в настоящее время нет оснований для более дробного их деления.

Металлоносные осадки включают в себя широкий спектр нормальных илов, состоящих из терригенных, биогенных, аутигенных и вулканогенных компонентов, которые содержат в своем составе эндогенное (рудное) вещество.

Вариации соотношений гидротермальных компонентов и экзогенной "матрицы" отражаются в величинах геохимических модулей (титанового 25–100; алюминиевого 0,4–0,1).

Общая закономерность локализации металлоносных осадков заключается в их приуроченности к тектонически активным районам океанского дна – главным образом к осевым и склоновым участкам срединно-океанических хребтов и прилегающим к ним районам.

Эти осадки наиболее широко распространены в юго-восточной части Тихого океана, занимая площадь порядка 10 млн. км^2 [13]. Металлоносные осадки развиты также в Индийском океане в районе тройственного сочленения Аравийско-Индийского, Центрально-Индийского и Западно-Индийского хребтов на площади около 2 млн. км^2 [15], а также на отдельных участках Срединно-Атлантического хребта (геотермальное поле TAG, площадь FAMOUS) и в некоторых впадинах Красного моря.

Большие площади развития металлоносных осадков обусловлены рассеиванием гидротермальных компонентов по поверхности дна придонными течениями, с этим же связано максимальное накопление рудных компонентов в пониженных участках морского дна – в отдельных впадинах-ловушках и в рифтовых долинах.

В работе [23] подчеркивается аллохотонность рудного вещества металлоносных осадков и отмечается возможность их распространения на достаточно далекие расстояния от мест разгрузки гидротерм.

Гидротермальная составляющая металлоносных осадков представлена в основной своей массе мельчайшими частицами гидроксидов железа и марганца (десятые и тысячные доли миллиметра), большая часть которых рентгеноаморфна. Среди окристаллизованных фаз отмечено присутствие железистых смектитов, бернессита, вернадита, тодорокита, гётита и гидрогётита. В небольших количествах там обнаружены такие минералы, как магнетит, кристобалит, гипс, ангидрит, манганосидериты, барит, самородные металлы и др. [13, 23, 31 и др.]. По мнению Л.Е. Штеренберга, все эти минералы, как и основная масса рудного вещества, перенесены водными потоками из районов разгрузки гидротерм. В металлоносных осадках геотермального поля TAG (Атлантический океан) нами обнаружены значительные количества оксихлорида меди (атакамита).

По сравнению с нормальными пелагическими глинами океана металлоносные осадки помимо Fe и Mn обогащены целым рядом микроэлементов (Cu, Zn, Pb, Ni, Co, V, Mo, Sb, РЗЭ и др.) и обеднены такими литофильными элементами, как Al и Ti. Им также присущ более широкий спектр микроэлементов и высокий уровень их концентраций относительно гидротермально-осадочных рудо-

носных отложений. Такая геохимическая специфика металлоносных осадков обусловлена длительным контактом свежеобразованных гидротермальных частиц гидроксидов Fe и Mn с морской водой в ходе их транспортировки от устьев источника до мест захоронения и процессами соосаждения и сорбции микроэлементов из придонных вод. Иными словами, основная часть микроэлементов в металлоносных осадках имеет чисто экзогенный (гидрогенный) источник, о чем свидетельствуют как уровень концентраций элементов и их геохимический спектр, так и модульные расчеты [16]. Не исключено, что дальнейшие исследования рудного вещества на первый взгляд гомогенных металлоносных осадков позволят обнаружить определенные вариации их минерального и химического состава, подразделить их на ряд разновидностей и истолковать генетическую природу каждой. По-видимому, генетически родственны и близки по составу описываемому типу так называемые базальные железомарганцевые отложения, развитые в основании осадочного чехла океанов, преимущественно на флангах срединно-океанических хребтов.

В заключение следует подчеркнуть, что предложенная схема типизации современных гидротермальных и гидротермально-осадочных океанских образований, вероятно, не охватывает всего их разнообразия; кроме того, границы между некоторыми подразделениями, как было показано, проводятся пока достаточно условно.

Тем не менее нельзя не учитывать, что каждая минеральная разновидность отражает важнейшие генетические черты единого рудообразующего процесса — его интенсивность и температурный режим, состав и условия разгрузки термальных растворов, физико-химическую, геоморфологическую и гидродинамическую обстановки осаждения и накопления рудного вещества. Поэтому нам представляется, что систематизация пестрых по составу отложений этого генетического типа будет способствовать познанию океанского рудогенеза в целом, а также может быть использована для оценки промышленной перспективности каждой разновидности и сравнения их с рудными накоплениями геологического прошлого.

Список литературы

1. *Бутузова Г.Ю.* Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков // Тр. ГИН АН СССР. 1969. Вып. 194. 114 с.
2. *Бутузова Г.Ю.* Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение 1. // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 2. С. 3–22.
3. *Бутузова Г.Ю.* Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение 2. // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 4. С. 11–32.
4. *Бутузова Г.Ю., Дриц В.А., Лисицына Н.А. и др.* Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантис-II (Красное море) // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 1. С. 30–42.
5. *Волков И.И., Дубинин А.В.* Редкоземельные элементы в гидротермальных накоплениях железа и марганца в океане // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 40–56.
6. *Гаврилов А.А.* Эксгаляционно-осадочное рудонакопление марганца. М.: Недра, 1972. 216 с.
7. *Гурвич Е.Г., Богданов Ю.А., Лисицын А.П.* Типы гидротермальных образований на дне океана и их эволюция // Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. С. 41–65.
8. *Зеленов К.К.* Железо и марганец в эксгаляциях подводного вулкана Бану-Вуху (Индонезия) // Докл. АН СССР. 1964. Т. 155. № 6.
9. *Золотарев Б.П.* Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией // Геотектоника. 1979. № 1. С. 22–35.
10. *Кронен Д.* Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 390 с.
11. *Лисицына Н.А.* Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. 224 с.
12. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 192 с.
13. *Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О. и др.* Металлоносные осадки и их генезис // Геолого-геофизические исследования юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 289–379.

14. Металлоносные осадки Красного моря / Под ред. А.П. Лисицына и Ю.А. Богданова. М.: Наука, 1986. 288 с.
15. Металлоносные осадки Индийского океана / Под ред. А.П. Лисицына и Е.Г. Гурвина. М.: Наука, 1987. 166 с.
16. *Мигдисов А.А., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. и др.* Геохимия металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 122–200.
17. *Розанова Т.В., Батурин Г.Н.* О рудных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана // Океанология. 1971. Т. 11. № 6. С. 874–879.
18. *Рона П.* Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 159 с.
19. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Химическое строение земной коры // Геохимия. 1967. № 11. С. 1652–1678.
20. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 574 с.
21. *Страхов Н.М.* Срединно-океанические поднятия как источник рудных компонентов // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 3. С. 20–37.
22. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
23. *Штеренберг Л.Е.* Современное рудообразование на дне океанов // Геология руд. месторождений. 1984. № 4. С. 76–91.
24. *Alt G.C., Lonsdale P., Haymor R., Muchlenbachs K.* Hydrothermal sulfide and oxide deposits on seamounts near 21°N, East Pacific Rise // Bull. Geol. Soc. America. 1987. V. 98. № 2. P. 157–168.
25. *Bonatti E.* The origin of metal deposits in the oceanic lithosphere // Sci. Amer. 1978. V. 238. P. 54–68.
26. *Bonatti E.* Hydrothermal metal deposits from the oceanic rifts: a classification // Hydrothermal Process. Seafloor. Spread. Cent. Proc. NATO ADV. Res. Inst., Cambridge, 5–8 apr., 1982. N.Y.–L.; 1983. P. 491–502.
27. *Bonatti E., Honnorez G., Honnorez-Guerstein M.* Copper-iron sulphide mineralization in the equatorial Mid-Atlantic // Econ. Geol. 1976. V. 71. № 8. P. 1515–1525.
28. *Boström K., Peterson M.N.* The origin of aluminium-poor ferromanganoan sediments in area of heat flow on the East Pacific Rise // Marine Geol. 1969. V. 7. № 5. P. 427–448.
29. *Cann G.R., Winter S.C., Pritchard R.G.* A hydrothermal deposit from the floor of the Gulf of Aden // Mining Mag. 1977. V. 41. P. 193–199.
30. *Cronan D.S.* Metallogenesis at oceanic spreading centers – Conference report // Gourn. Geol. Soc. London. 1979. V. 136. P. 621–626.
31. *Dymond G., Corliss G.B., Heath G.R. e.a.* Origin of metalliferous sediments from the Pacific ocean // Bull. Geol. Soc. America. 1973. V. 84. P. 3355–3372.
32. *Edmond G.M., Measures C., Mangum B. e.a.* On the formation metal-rich deposits at ridge crests // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. V. 46. P. 19–30.
33. *Haymon R.M.* Hydrothermal deposition on the East Pacific Rise at 21°N // Gourn. Geochem. Explor. 1983. V. 19. № 1–3. P. 493–495.
34. *Haymon R.M., Kastner M.* Hot spring deposits on the East Pacific Rise at 21°N. Preliminary description of mineralogy and genesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. V. 53. № 3. P. 363–381.
35. *Hekinian R., Fevrier M., Bischoff J., Shanks W.* Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21°N // Science. 1980. № 207. P. 1433–1444.
36. *Hekinian R., Fouquet G.* Volcanism and metallogenesis of axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 13°N // Econ. Geol. 1985. V. 80. № 2. P. 221–255.
37. *Hoffert M., Perseil A., Hekinian R. e.a.* Hydrothermal deposits sampled by diving saucer in transform fault "A" near 37°N on the Mid-Atlantic Ridge, FAMOUS area // Oceanol. Acta. 1978. V. 1. P. 73–86.
38. *Hoffert M., Person A., Courtois C. e.a.* Sedimentology, mineralogy and geochemistry of hydrothermal deposits from holes 424, 424A, 424B and 424C (Galapagos spreading center) // Initial Reports of DSDP. Wash., 1980. V. 54. P. 339–376.
39. *Londsdale P.F., Bischoff G.H., Burns V.M. e.a.* A high-temperature hydrothermal deposits in the seabed at a Gulf of California spreading center // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 49. P. 8–20.
40. *Malahoff A.* A comparison of the massive submarine polymetallic sulfides of the Galapagos rift with some continental deposits // Marine Technology Soc. Gounr. 1982. V. 16. № 3. P. 39–45.
41. *Mc.Kibben M.A., Elders W.A.* Fe–Zn–Cu–Pb mineralisation in the Salton Sea geothermal system, Imperial Valley, California // Econ. Geol. 1985. V. 80. № 3. P. 539–559.
42. *Oudin E.* Hydrothermal sulfide deposits of the East Pacific Rise (21°N). Pt 1. // Marine Mining. 1983. V. 4. № 1. P. 39–72.
43. *Rona P.A.* Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust // Econ. Geol. 1978. V. 73. № 2. P. 135–161.
44. *Scott M.R., Scott R.B., Rona P.A. e.a.* Rapidly accumulating managanese deposit from the median valey of the Mid-Atlantic Ridge // Geophys. Res. Lett. 1974. V. 1. P. 355–358.

45. *Shearme S., Cronan D.S., Rona P.A.* Geochemistry of sediments from the TAG hydrothermal field, M.A.R. at latitude 26°N // Marine Geol. 1983. V. 51. № 3–4. P. 269–293.
46. *Toth G.R.* Deposition of submarine crusts, rich in manganese and iron // Bull. Geol. Soc. America. 1980. V. 91. № 1. P. 44–54.
47. *Turekian K., Wedepohl K.H.* Distribution of the trace elements in some major units of the Earth's crust // Bull. Geol. Soc. America. 1961. V. 72. № 2.
48. *Varentsov I.M., Sakharov B.A., Drits V.A. e.a.* Hydrothermal deposits of the Galapagos rift zone, Leg. 70: mineralogy and geochemistry of major components // Initial Reports of DSDP. Wash. 1983. V. 70. P. 235–268.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
17.XI.1988

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 5, 1989

УДК 553.32+553.31 (261/264)

© Варенцов И.М., Дриц В.А., Горшков А.И., Андреев Ю.К.

Mn–Fe-КОРКИ АТЛАНТИКИ: ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ И АСПЕКТЫ ГЕНЕЗИСА, ПОДВОДНАЯ ГОРА КРЫЛОВА

Приводятся данные по распределению РЗЭ в Mn–Fe-оксигидроксидных корках подводной горы Крылова (Зеленомысская абиссальная плита, Восточная Атлантика). Особенности поведения ΣРЗЭ, тяжелых и легких РЗЭ, Ce и Eu свидетельствуют, что на ранних этапах формирования оксигидроксидных корок существенное значение имели компоненты гидротермальной природы; на поздних, при погружении и перемещении этого участка плиты к востоку, доминировали гидрогенные факторы, проявляющиеся посредством сорбционного механизма.

Данные природных наблюдений и экспериментальных исследований показывают, что образование Mn–Fe-корок в отличие от конкреций связано с процессами нарастания гидроокисных фаз при одномерном поступлении аккумулируемых компонентов к границе раздела раствор – субстрат [1, 4]. В составе корковидных нарастаний с определенностью регистрируются геохимические особенности среды минералообразования. Различаются Mn–Fe-оксигидроксидные корки, отложения гидротермальной и гидрогенной природы. Эти различия наряду с другими характеристиками достаточно четко проявляются в распределении РЗЭ. Однако накопление гидротермальных компонентов на дне моря не происходит изолированно от морской воды. Об этом свидетельствуют прямые наблюдения, данные отбора проб с подводных аппаратов: в непосредственной близости от излияния гидротерм имеет место существенное их разбавление морской водой [21, 32]. Вместе с тем образовавшиеся в таких обстановках взвеси, осадки могут в последующие этапы взаимодействовать с морской водой, что нередко приводит к заметному изменению из изначального состава.

В нашей работе [2] были приведены данные по детальному изучению минералогии, кристаллохимических характеристик фаз, слагающих Mn–Fe-оксидроксидные корки и субстрат, геохимии главных компонентов и тяжелых металлов. Задача данного исследования заключается в том, чтобы на основе изучения геохимии РЗЭ выяснить генетические особенности Mn–Fe-оксидроксидных корок, развитых на полигоне подводной горы Крылова, в частности соотношения между компонентами гидротермальной и гидрогенной природы в течение геохимической истории их образования.

В основу работы положено изучение образцов Mn–Fe-оксигидроксидных корок и вулканического субстрата, отбиравшихся в 1-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" при комплексном геолого-географическом исследовании полигона подводной горы Крылова (Зеленомысская котловина, Восточная Атлантика). Предварительное, бортовое описание поднятого материала проводилось Б.П. Золотаревым, В.А. Ерощевым-Шак, И.И. Бебешевым.

Подробное описание методических особенностей отбора составляющих и изучения минерального состава, содержаний главных компонентов, тяжелых металлов приведено в работах [2, 31]. Необходимо отметить, что диагностика тон-

кодисперсных Mn–Fe-оксигидроксидных фаз проводилась с использованием методов прецизионной рентгеновской дифрактометрии, микродифракции электронов, сопровождаемых микрозондовыми определениями химического состава отдельных микрочастиц при помощи рентгеновской энергодисперсионной приставки "Кевиксрэй" и просвечивающего, сканирующего электронных микроскопов.

РЗЭ определялись согласно известным методам нейтронного активационного анализа с использованием международных стандартов в ВИМСе.

Геологические данные, минералогия. Подводная гора Крылова является вулканической постройкой центрального типа, располагающейся в пределах Зеленомысской абиссальной плиты. Ее становление связано с излияниями субщелочных, щелочных слабодифференцированных базальтов в соответствии с ориентировкой субширотного разлома [3].

Для изучения геохимии РЗЭ были выбраны образцы Mn–Fe-оксигидроксидных корок и субстрата (1-18-Д-1-54; 1-18-Д-54-2), поднятые с участка представительной станции 18, располагающейся в средней части склона этого поднятия (17° 32,8' с.ш., 29° 59,7' з.д., глубина 2737 м).

Общая характеристика и минеральный состав прослоек, компонентов, слагающих Mn–Fe- корки, кратко описаны в примечаниях к таблице. Важно отметить, что если в верхнем 5–7-миллиметровом прослое 1 (см. таблицу) присутствует главным образом Fe-вернадит и Mn-фероксигит (Mn–δ'-FeOOH) с подчиненными количествами бернессита и примесью асболан-бузерита, гетита, то по направлению к основанию корки содержание Mn-фероксигита заметно сокращается. В нижних прослоях 6 и 7 (см. таблицу) Mn-фероксигит отсутствует и главным Fe-оксигидроксидом является гетит. Столь широкое развитие гетита в основании корки обусловлено как преобразованием Mn-фероксигита в окислительных обстановках, на фоне мало меняющихся по разрезу корок соотношений Mn и Fe (Mn/Fe 0,64–0,89, редко до 1,13), так и существенной ролью гидротермальных компонентов.

Гидроокисные корковидные нарастания формируются на субстрате, представленном почти полностью гидротермально преобразованным в Fe-палыгорскит гиалокластитом щелочного базальта.

Особенности распределения РЗЭ и генезис Mn–Fe-корок. Информация о РЗЭ в Mn–Fe-оксигидроксидных корках и породах субстрата приведена в таблице и графически представлена на фиг. 1 и 2. Анализ этих данных позволяет отметить ряд существенных положений.

Р а с п р е д е л е н и е Р З Э. В Mn–Fe-корках РЗЭ, нормализованные относительно глинистого сланца (см. фиг. 1), характеризуются примерно общим типом распределения, близким к относительно неглубоководным (2150 м) разностям, или в целом к среднему составу оксигидроксидных нарастаний подводных гор Архипелага островов Лайн Центральной Пацифики [5], соотчетливо выраженной положительной цериевой аномалией (Ce/Ce* 2,3–4,1; см. таблицу). Однако следует подчеркнуть, что корки, развитые в районе островов Лайн на больших глубинах (> 2150 м и особенно 4700 м), характеризуются при общем обеднении РЗЭ (примерно в 2–3 раза по сравнению с мелководными разностями) отрицательными значениями цериевой аномалии (Ce/Ce* 0,96–0,51). Приведенные данные могут свидетельствовать о существенной роли морской воды различных горизонтов как раствора, контролирующего состав и концентрации РЗЭ в подобного типа корках. Этот вывод находит подтверждение в распределении РЗЭ в водной толще Атлантического и Тихого океанов [10–12]: с глубиной концентрация Ce резко сокращается.

В рассматриваемых корках наблюдается убывание ΣРЗЭ ($n \cdot 10^{-4}$%) от поверхности к базальным прослоям: 1913,1 → 2093,3 → 1453,4 (см. таблицу). Между содержанием лантаноидов и (Mn + Fe) устанавливается четко выраженная прямая зависимость (фиг. 3, А, r 0,74). Этот факт в целом отражает доминирующее

Компоненты	Номера образцов						
	1-18-Д-54-1						
	1	2	3	4	5	6	7
La	291	297	269	180	150	148	75
Ce	1275	1440	1390	1210	1336	1133	93,0
Nd	258	255	278	188	176	126	113
Sm	45,7	47,8	46,0	27,6	27,2	24,3	62,9
Eu	11,9	13,4	13,4	7,9	8,8	7,2	4,6
Tb	9,5	11,6	9,5	5,5	5,9	4,9	3,3
Yb	19,1	25,1	20,6	11,0	13,2	8,2	7,5
Lu	2,9	3,4	3,1	2,1	2,4	1,8	0,9
Sc	9,46	14,0	14,1	16,6	12,9	14,9	26,6
Σ РЗЭ$_{(La-Lu)}$	1913,1	2093,3	2029,6	1632,1	1719,5	1453,4	360,2
Ce/Ce**	2,33	2,61	2,54	3,29	4,08	4,15	0,49
Σ (La–Sm)/Σ (Eu–Lu)	43,08	38,13	42,55	60,59	55,75	64,76	21,10
La/Yb	15,24	11,83	13,06	16,36	11,36	18,05	10,00
La_N/Yb_N	1,33	1,03	1,14	1,43	0,99	1,57	0,87
La/Sm	6,37	6,21	5,85	6,52	5,51	6,09	1,19
Ce/La	4,38	4,85	5,17	6,72	8,91	7,65	1,24
Ce/Sm	27,90	30,12	30,22	43,84	49,12	46,62	1,48
Eu/Sm	0,26	0,28	0,29	0,29	0,32	0,30	0,07
Nd/La	0,89	0,86	1,03	1,04	1,17	0,85	1,51
Ce/Yb	66,75	57,37	67,48	110,00	101,21	138,17	12,40
Yb/Sm	0,42	0,53	0,45	0,40	0,49	0,34	0,12
$Fe_{вал}$	19,371	21,156	21,480	19,189	21,630	19,481	4,021
$Mn_{вал}$	16,703	13,537	16,347	17,175	15,248	15,378	1,293
Mn–Fe	0,862	0,640	0,761	0,895	0,705	0,789	0,322

Примечание. Воздушно-сухая навеска, нейтронно-активационный анализ. *Составляющие, прослои корковидного нарастания* Mn–Fe-*оксигидроксидов и гидротермально измененного субстрата – палыгорскитизированного гиалокластита щелочного базальта (обр. 1-18-Д-54-1)*: 1 – верхний прослой черных оксигидроксидов Mn, Fe (5–7 мм); материал представлен преимущественно Fe-вернадитом и Mn-фероксигитом (Mn–δ'-FeOOH), с подчиненными количествами бернессита, примесью асболан-бузерита и гетита (см. фиг. 2); 2 – прослой черных Mn–Fe-оксигидроксидов (25–30 мм). Главные компоненты: Fe-вернадит, Mn-фероксигит и гетит с подчиненными количествами бернессита, примесью асболан-бузерита, кварца, цеолитов (ломонит, морденит, гейландит), смешанослойной фазой слюда – смектит, смектита и палыгорскита; 3 – прослой черных преимущественно Mn–Fe-оксигидроксидов (3–7 мм); преобладают Fe-вернадит, Mn-фероксигит и гетит, отмечены следы смектита; 4 – прослой черных главным образом Mn–Fe-оксигидроксидов (2–7 мм); 5 – буровато-черный прослой, интенсивно импрегнированный Mn–Fe-оксигидроксидами (до 35 мм); преобладает гетит, в подчиненных количествах присутствуют Fe-вернадит и апатит; 6 – базальный прослой черных преимущественно Mn–Fe-оксигидроксидов (2–10 мм). Главные компоненты: гетит и Fe-вернадит, в подчиненных количествах присутствует асболан-бузерит, с малой примесью тодорокита; 7 – субстрат, представленный глубокоизмененным в Fe-палыгорскит гиалоклас-

значение сорбционного механизма накопления РЗЭ оксигидроксидами Mn и Fe [5, 9, 27]. Тенденция возрастания значений Σ (La–Lu) / (Mn + Fe) и особенно Σ(La–Lu) / Fe от базальных прослоев к поверхности корковидного нарастания показана в таблице. Подобное распределение значений этих отношений, при известной выдержанности Mn/Fe в разрезе корки, может быть истолковано как указание на усиление роли гидрогенного фактора при накоплении относительно поздних прослоев корки.

Распределение легких и тяжелых РЗЭ в разрезе Mn–Fe-корки показано на примере ряда отношений (см. таблицу). Если в поведении величин

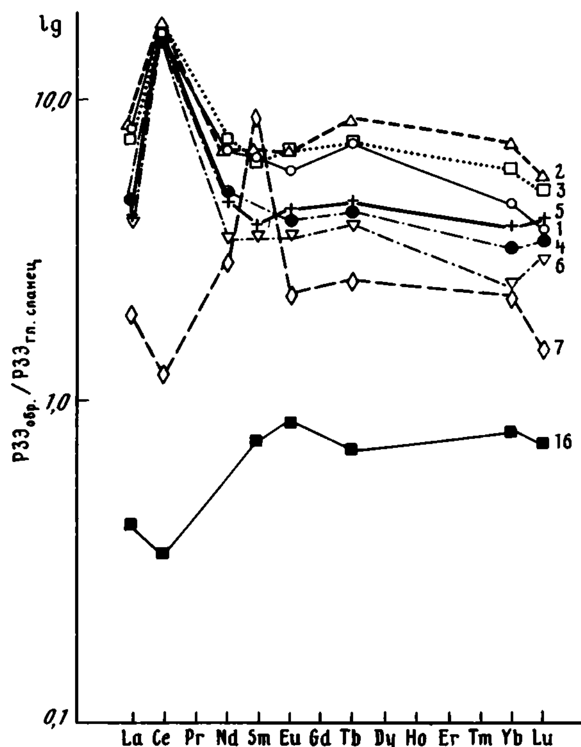
(подводная гора Крылова, Восточная Атлантика), $n \cdot 10^{-4}$%

Номера образцов								
1-18-Д-54-2				z-55	z-56	z-57	z-92	Среднее
8	9	10	11	12	13	14	15	16
285	83	54	286	10	11	19	21	15,2
1420	440	193	1600	20	20	29	27	24,0
289	72	57	267	–	–	–	–	–
49,1	15,4	10,8	46,3	4,6	4,4	6,0	6,0	5,2
14,1	4,1	2,6	12,1	1,6	1,4	1,9	1,8	1,7
10,1	3,3	1,9	9,4	0,83	0,80	1,1	0,93	0,91
20,8	8,9	5,2	16,8	2,5	2,4	3,2	2,7	2,7
3,3	1,1	0,69	2,81	0,38	0,41	0,52	0,41	0,43
10,2	14,8	19,8	7,42	56	53	56	39	51,0
2091,4	627,8	325,19	2240,41	39,91	40,41	60,72	59,84	50,14
2,47	2,84	1,74	2,89	–	–	–	–	–
42,30	35,08	30,30	53,50	6,51	7,07	8,04	9,25	7,73
13,70	9,33	10,38	17,02	4,00	4,58	5,94	7,78	5,63
1,19	0,81	0,90	1,48	0,36	0,39	0,60	0,68	0,49
5,80	5,39	5,00	6,18	2,17	2,5	3,17	3,5	2,92
4,98	5,30	3,57	5,59	2,00	1,82	1,53	1,29	1,58
28,92	28,57	17,87	34,56	4,35	4,54	4,83	4,50	4,62
0,29	0,27	0,24	0,26	0,35	0,32	0,30	0,33	0,25
1,01	0,87	1,06	0,93	–	–	–	–	–
68,27	49,44	37,11	95,24	8,00	8,33	9,06	10,00	8,89
0,42	0,58	0,48	0,36	0,54	0,55	0,53	0,45	0,52
17,765	10,365	4,385	13,918	–	–	–	–	–
15,534	4,644	0,89	16,324	–	–	–	–	–
0,874	0,448	0,203	1,156	–	–	–	–	–

титом щелочного базальта. *Составляющие, прослои* Mn–Fe-*оксигидроксидной корки и гидротермально палыгорскитизированного субстрата – гиалокластита щелочного базальта (обр. 1-18-Д-54-2)*: 8 – верхняя корка Mn–Fe-оксигидроксидов (7–10 мм); преобладают Fe-вернадит и рентгеноаморфные Mn–Fe-оксигидроксиды (возможно, Mn-фероксигит?); 9 – оксигидроксиды Mn–Fe, интенсивно импрегнирующие крапчато-пятнистую зону, развитую по глубоко переработанному гиалокластиту (10–15 мм); материал представлен рентгеноаморфными Mn–Fe-оксигидроксидами (возможно, Fe-вернадитом и Mn-фероксигитом), палыгорскитом с малой примесью слюды, смектита, гидрогетита и кварца; 10 – кремовый глубоко гидротермально переработанный материал субстрата по гиалокластиту; представлен палыгорскитом с малой примесью слюды (?), смектита, гидрогетита; 11 – черные сажистые Mn–Fe-оксигидроксиды, слагающие боковую корку; материал представлен Fe-вернадитом и рентгеноаморфными Mn–Fe-оксигидроксидами (Mn-фероксигит?), в следовых количествах присутствует апатит. *Щелочные базальты подводной горы Крылова* (по данным Б.П. Золотарева): 12–15 – оливиновый базальт соответственно частично, слабо и мало гидротермально измененный; 16 – гиалобазальт, весьма слабо гидротермально измененный; средние значения (обр. 12–15).

Σ(La–Sm)/Σ(Eu–Lu) и Yb/Sm тенденция относительного уменьшения содержаний легких фракций РЗЭ (при соответственном возрастании тяжелых лантаноидов) от базальных прослоев к поверхности проявляется достаточно четко, то для значений La/Yb и La/Sm наблюдается менее ясно выраженная картина (см. фиг. 3,*А*).

Для интерпретации этих данных весьма существенно, что между величинами Fe и La/Sm отмечается негативная связь ($r = -0{,}45$, см. фиг. 3,*Б*). А для соотношений Mn/Fe–La/Sm устанавливается высокая корреляционная зависимость: для обр. 1-18-Д-54-1 $r = 0{,}7$; для обр. 1-18-Д-54-2 $r = 1{,}0$; в целом для корок



Фиг. 1. Распределение РЗЭ, нормализованных относительно сланца [16] в составляющих Mn–Fe-оксигидроксидного нарастания и в субстрате – глубоко гидротермально измененном (палыгорскитизированном) гиалокластите щелочного базальта (подводная гора Крылова, Зеленомысская котловина, Восточная Атлантика)

Характеристики составлющих (1–7, 16) приведены в примечаниях к таблице

данной станции r = 0,8 (см. фиг. 3,*В*). Иными словами, приведенные данные показывают, что главным носителем легких редких земель (ЛРЗЭ) являются оксигидроксиды марганца, представленные преимущественно Fe-вернадитом.

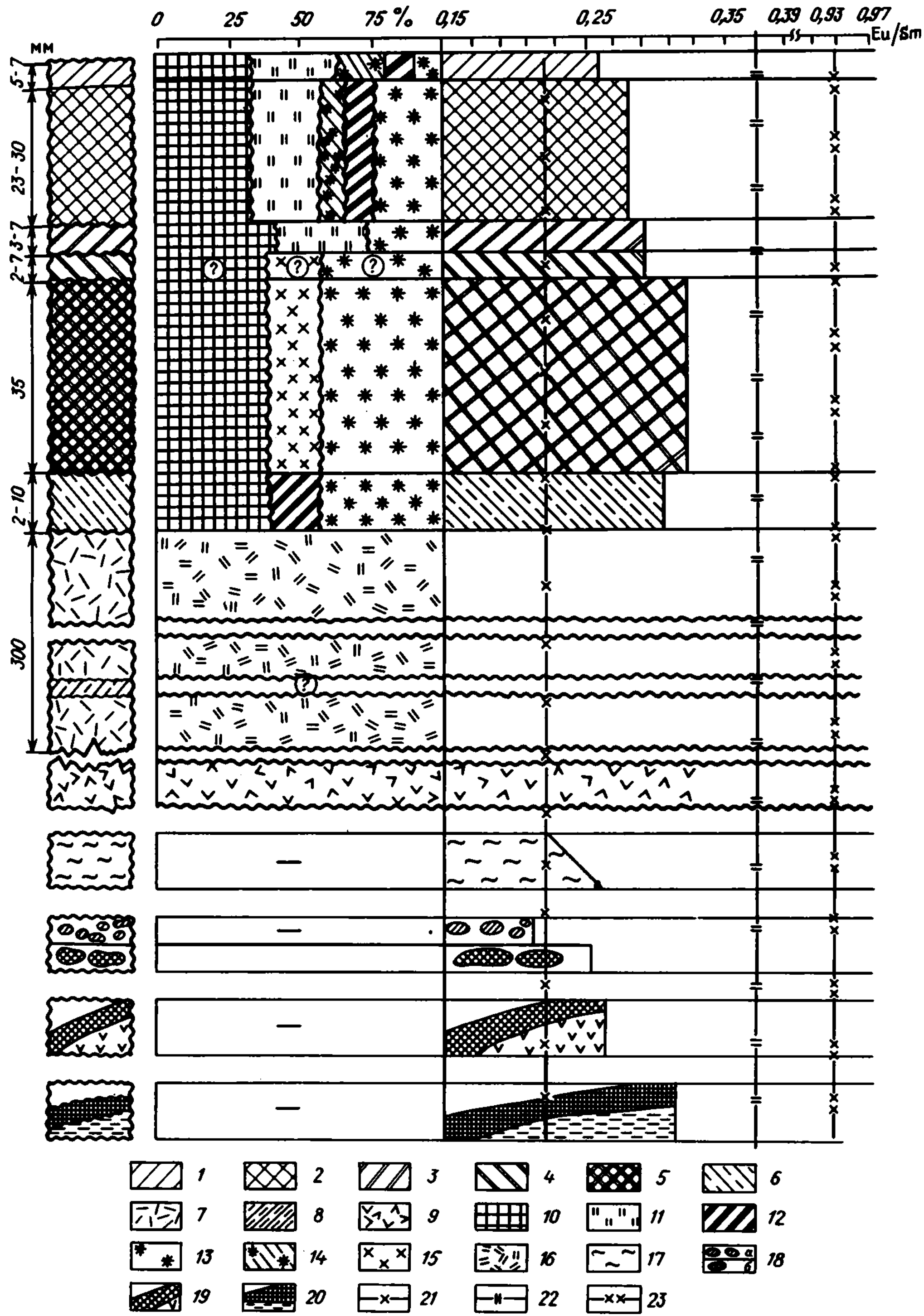
Соответственно тяжелые фракции (ТРЗЭ) ассоциируют с оксигидроксидами железа (см. фиг. 3,*Г*): между величинами Fe и Yb/Sm наблюдается довольно высокая корреляция (r = 0,89), что согласуется с отрицательной зависимостью между Mn/Fe и Yb/Sm (r = –0,73).

Приведенные результаты могут быть интерпретированы в свете сорбционного механизма накопления РЗЭ, с учетом различий физико-химических характеристик

⟶

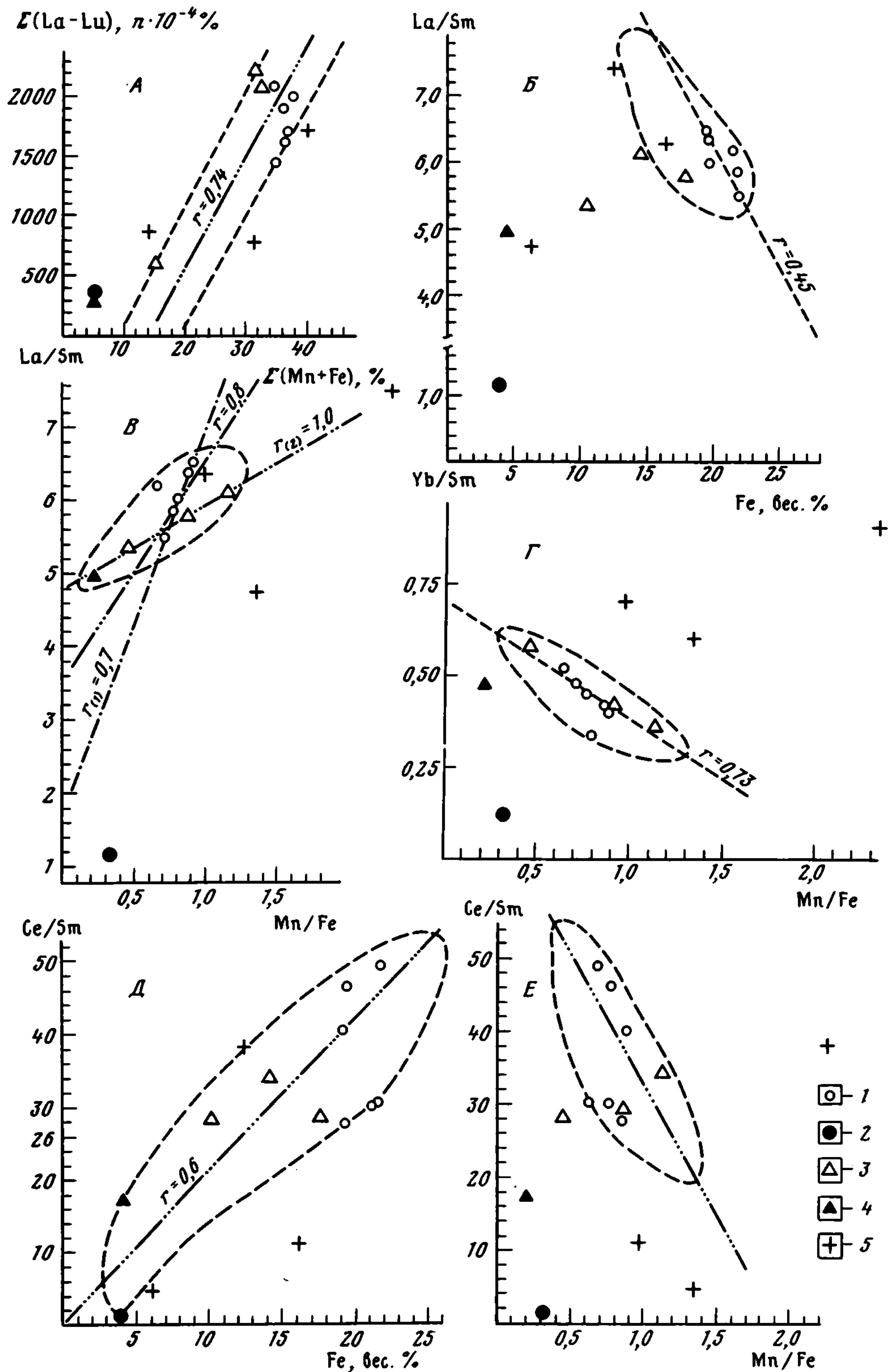
Фиг. 2. Строение, минералогия и распределение величин Eu/Sm в разрезе Mn–Fe-оксигидроксидного корковидного нарастания и субстрате – глубоко гидротермально измененном (палыгорскитизированном) гиалокластите щелочного базальта (обр. 1-18-Д-54-1)

1–7 составляющие (см. таблицу); *8* – прожилки, гнезда Mn–Fe-гидроокислов в субстрате; *9* – щелочные оливиновые и стекловатые базальты (по данным Б.П. Золотарева, см. таблицу, 16); *10* – Fe-вернадит; *11* – Mn-фероксигит; *12* – асболан-бузерит; *13* – гетит; *14* – бернессит; *15* – апатит; *16* – Fe-палыгорскит; *17* – морская вода (среднее) [11]; *18* – Mn–Fe-мелководные конкреции (*а* – океана [25], *б* – Мирового океана, среднее [20]); *19* – Mn–Fe-корки вернадитового состава (среднее с глубин 1 и 4,7 км), подводные горы района Архипелага островов Лайн (С.-З. Пацифика [5]); *20* – Mn-корки, отложения гидротермальной природы, сложенные тодорокитом (зона Галапагосского рифта [22]); *21–23* – линии, соответствующие величинам Eu/Sm (*21* – глинистый сланец, среднее [16], *22* – толеитовый базальт осевой зоны ВТП [21], *23* – раствор, отобранный близ подводного гидротермального источника, представлен смесью 5%-ного собственного гидротермального флюида и 95%-ной морской воды, ВТП [21])



мм
5-7
23-30
2-7
3-7
35
2-10
300
0
25
50
75 %
0,15
0,25
0,35
0,39
0,93
0,97
Eu/Sm
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23

Фиг. 2



Σ(La-Lu), n·10⁻⁴%
А
2000
1500
1000
500
r=0,74
10
20
30
40
La/Sm
Б
7,0
6,0
5,0
4,0
1,0
r=0,45
5
10
15
20
25
Fe, вес. %
La/Sm
Σ(Mn+Fe), %
В
r=0,8
r(2)=1,0
r(1)=0,7
7
6
5
4
3
2
1
0,5
1,0
1,5
Mn/Fe
Yb/Sm
Г
0,75
0,50
0,25
r=0,73
0,5
1,0
1,5
2,0
Mn/Fe
Ce/Sm
Д
50
40
30
26
20
10
r=0,6
5
10
15
20
25
Fe, вес. %
Ce/Sm
Е
50
40
30
20
10
0,5
1,0
1,5
2,0
Mn/Fe
1
2
3
4
5

Фиг. 3

поверхности оксигидроксидов Mn и Fe, форм нахождения РЗЭ в морской воде и возможного изменения пропорций в смеси морская вода – гидротермальный раствор в разные этапы истории аккумуляции прослоек, слагающих корки.

На примере вернадита (или как было принято в зарубежной литературе: δMnO_2 либо 2,4 Å MnO_2) и бернессита установлено, что pH точки нулевого заряда [pH(ТНЗ)] этих соединений, как правило, ниже 3 (от 1,4 до 2,25), заряд поверхности, определяемый титрованием, существенно выше, чем у других оксигидроксидов: δMnO_2 27,2±2,2 моль/кг; α FeOOH 1,3 моль/кг; $Fe(OH)_3$ 10,9 моль/кг, а величины удельной поверхности могут меняться от 74 до 350 $м^2/г$, в зависимости от условий синтеза этих фаз и обстановок, времени старения [6, 7]. Низкая величина pH(ТНЗ) данных модификаций MnO_2 может быть использована для объяснения того факта, что ряд анионов (Cl^-, SO_4^{2-} и др.) не поглощается этими фазами в интервале pH от 2 до 9 [6]. В отличие от MnO_2 такая представительная для океанских отложений модификация оксигидроксидов Fe, как α-FeOOH (гетит), характеризуется pH(ТНЗ) 7,5 [6,7]. Этими исследователями показано, что сорбционная емкость обсуждаемых разновидностей MnO_2 в условиях морской воды для Na, Mg, Ca и K почти на порядок выше подобных характеристик гетита.

Иными словами, для интерпретации обсуждаемых данных о поведении РЗЭ необходимо иметь в виду, что столь существенные различия в поверхностных характеристиках проявляются в том, что ионы с выраженными свойствами катионов сорбируются преимущественно оксигидроксидами Mn, тогда как анионы или комплексные ионы с относильно низкой плотностью заряда поглощаются оксигидроксидами Fe.

Результаты изучения форм нахождения РЗЭ в морской воде [29] и данные природных наблюдений [11, 12] свидетельствуют, что легкие РЗЭ присутствуют главным образом в ионной форме, а тяжелые – как комплексные соединения. Например, доля (%) нахождения в форме свободного иона La^{3+} в 2 раза выше, чем для иона Nd^{3+}, и по мере утяжеления РЗЭ относительное количество ионных форм уменьшается. Таким образом, различия физико-химических особенностей поверхности оксигидроксидов Mn и Fe и форм легких и тяжелых РЗЭ проявляются, как было показано выше (см. фиг. 3, *А–Д*), в том, что на оксигидроксидах Mn аккумулируются преимущественно ЛРЗЭ, а на оксигидроксидах Fe – ТРЗЭ.

Отмечавшееся уменьшение величин $\Sigma(La-Sm)/\Sigma(Eu-Lu)$ от основания корки к ее поверхности, при выдержанности по разрезу значений Mn/Fe (см. таблицу), может указывать на относительное уменьшение доли компонентов гидротермальной природы в смеси морская вода – гидротермальный раствор. В работе [21], посвященной изучению РЗЭ в гидротермах Восточно-Тихоокеанского поднятия, установлено, что подобные растворы существенно обогащены ЛРЗЭ по сравнению с морской водой.

Особенности поведения Ce в процессе накопления оксигидроксидной корки может быть проиллюстрировано на примере распределения отношений Ce/Ce*, Ce/La, Ce/Yb и Ce/Sm (см. таблицу), которые довольно однотипно уменьшаются от базальных прослоев к верхним. Расчет Ce-аномалии проводился согласно выражению $Ce/Ce^* \cdot 2(Ce/Ce_{сл}) / (La/La_{сл} + Nd/Nd_{сл})$, где Ce, La, Nd – содержание в об-

→

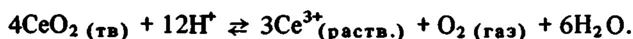
Фиг. 3. Корреляционные диаграммы РЗЭ и главных компонентов Mn–Fe-оксигидроксидного корковидного нарастания и субстрата – глубоко гидротермальноизмененного (палыгорскитизированном) гиалокластита щелочного базальта (Зеленомысская котловина).

А – Σ(Mn+ Fe) – Σ(La–Lu); *Б* – Fe–La/Sm; *В* – Mn/Fe – La/Sm; *Г* – Mn/Fe – Yb/Sm; *Д* – Fe – Ce/Sm; *Е* – Mn/Fe – Ce/Sm; *1–2* обр. 1-18-Д-54-1 (*1* – составляющие, прослои Mn–Fe-оксигидроксидного нарастания, *2* – субстрат); *3–4* – обр. 1-18-Д-54-2 (*3* – составляющие прослои Mn–Fe-оксигидроксидного нарастания, *4* – субстрат); *5* – Mn–Fe-корки вернадитового состава, подводные горы района Архипелага островов Лайн (С.-З. Пацифика [5])

разце; $Ce_{сл}$, $La_{сл}$, $Nd_{сл}$ – концентрация в глинистом сланце [16]. На корреляционной диаграмме Fe – Ce/Sm (см. фиг. 3, *Д*) видна отчетливая прямая зависимость этих величин ($r = 0{,}6$), что сближает Ce с группой тяжелых РЗЭ. Однако соотношения Ce/Sm – Mn/Fe носят характер менее ясно выраженной отрицательной связи (см. фиг. 3,*Е*), не противоречащей отмеченным выше особенностям поведения Ce.

В целом высокие положительные значения цериевой аномалии (Ce/Ce*) и величин Ce/La, Ce/Yb, Ce/Sm для Mn – Fe-оксигидроксидных отложений океана могут рассматриваться как индикаторы гидрогенного влияния [14, 15, 23–26]. Справедливость этого положения особенно ярко проявляется на примере Mn – Fe-оксигидроксидных гидротермальных осадков, испытавших различный перенос от места их выпадения из растворов – осевой зоны Восточного Тихоокеанского поднятия [27]. Если в 9 км от оси ВТП Ce/Sm = 0,33, то при транспортировке на 1085–1139 км величина этого отношения возрастает соответственно до 1,83–1,84. В том же направлении наблюдается увеличение ΣРЗЭ ($n \cdot 10^{-4}$%) в 5–7 раз (от 103,96 до 787,43).

Вместе с тем из анализа данных по РЗЭ в оксигидроксидных корках подводных гор района Архипелага Лайн, Центральная Пацифика [5], следует, что изменение обсуждаемых отношений в существенной мере контролируется глубиной океана. Сопоставление значений для трех представительных интервалов глубины: обр. B (1150–1325 м) – обр. I (2150–2650 м) – обр. S (4700 м) позволяет наметить весьма определенную тенденцию их уменьшения с глубиной: Ce/Ce* (B) 3,01 – (I) 0,96 – (S) 0,51; Ce/La (B) 5,13 – (I) 1,73 – (S) 0,96; Ce/Yb (B) 42,33 – (I) 15,68 – (S) 7,58; Ce/Sm (B) 38,36 – (I) 11,04 – (S) 4,58. Выявленные соотношения могут быть интерпретированы в свете данных о распределении РЗЭ, и в частности Ce, в водной толще Тихого и Атлантического океанов. Исследованиями Дебаар и др. [10, 11] показано, что концентрации Ce в Атлантике примерно в 2 раза выше, чем в Пацифике, и с увеличением глубины для обоих океанов характерно возрастание деплетированности данным элементом. В Атлантическом океане максимальные значения Ce, особенно демонстративно проявляющиеся в распределении Ce/Ce*, регистрируются в верхнем (100–250 м) горизонте и постепенно понижаются с глубиной в обратной зависимости от содержания растворенного O_2. Широко признано, что поведение Ce в водной толще океана контролируется преимущественно окислительно-восстановительными реакциями типа [11]



$$4CeO_{2\,(тв)} + 12H^{+} \rightleftarrows 3Ce^{3+}{}_{(раств.)} + O_{2\,(газ)} + 6H_2O.$$

Такие реакции осуществляются посредством межфазного, сорбционного взаимодействия (в наших случаях с оксигидроксидами Fe) при заметной роли биохимических циклических процессов и циркуляции водных масс. В этом же аспекте геохимические особенности поведения Ce в водной толще океана близки к переходным 3*d*-металлам: Mn, Fe, Co и др. [1, 9, 19, 30, 33].

Таким образом, рассматривая четко выраженное уменьшение значений Ce/Ce*, Ce/La, Ce/Yb, Ce/Sm (см. таблицу) от базальных прослоев гидроокисной корки к ее поверхности в контексте обсуждавшихся выше особенностей поведения РЗЭ в целом, а также тяжелых и легких фракций РЗЭ, можно сделать вывод о доминирующем значении гидрогенного фактора. На ранних этапах формирования корковидного нарастания подводная гора Крылова как вулканическая постройка располагалась существенно ближе к осевой зоне Срединно-Атлантического хребта, при достаточно ощутимой роли гидротермальных компонентов, а глубина моря была относительно небольшой. Об этом свидетельствует также наличие гиалокластитов, слагающих субстрат, и потоков лавобрекчий близ вершины. Именно в таких мелководных хорошо аэрируемых обстановках, в которых морская вода отличается максимальными концентрациями Ce, накапливались базальные Mn–Fe-прослои корки, с высокими значениями Ce-аномалии (Ce/Ce* = 4,15; см. таблицу).

При последующем перемещении Зеленомысской плиты к востоку и погружении ее до абиссальных глубин значение Ce/Ce* для верхних прослоев уменьшилось до 2,33. Однако как мантийный диапир подводная гора Крылова в процессе своего становления могла также испытывать и некоторое воздымание с абиссального основания плиты [3].

Специфика поведения Eu наглядно отражена в распределении значений Eu/Sm (см. фиг. 2 и таблицу): величины этого отношения закономерно уменьшаются от нижних, базальных частей Mn–Fe-оксигидроксидной корки (0,30–0,32) к поверхности (0,26), оставаясь заметно выше значений, характерных для глинистого сланца (0,21) и соответственно континентального стока, а также для морской воды (0,26).

Подобные различия могут указывать на ощутимую роль гидротермальных процессов на ранних этапах образования корковидных нарастаний. Например, в гидротермальных Mn-оксигидроксидных (тодорокитовых) отложениях, корках зоны Галапагосского рифта [22, 31] Eu/Sm = 0,31, что близко к отмеченным выше величинам этих отношений для базальных прослоев корок подводной горы Крылова.

По данным, приведенным в работе [21], в пробах гидротермальных растворов, отобранных при помощи подводного аппарата "Сиана" в районе 13° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия, концентрация РЗЭ примерно в 1000 раз выше, чем в морской воде, при значениях Eu/Sm около 2,6 (в морской воде открытого океана 0,26). В этих пробах контаминированность морской воды менялась от 5 до 95%. Для оценки количества морской воды авторами принималось, что в конечном члене ряда гидротермальный раствор – морская вода содержание Mg равно нулю. Если в сравнительно чистых гидротермальных растворах (5–50% морской воды) величины Eu/Sm находятся в интервале 2,19–3,18, то при существенном разбавлении морской водой (95%) это отношение падает до 0,95. Важно подчеркнуть, что в работе [21] указано на отсутствие строгой пропорциональности между содержанием РЗЭ и контаминированностью гидротермальных растворов морской водой, что может быть обусловлено недостаточной тщательностью отбора проб и погрешностями при хранении и анализе растворов. Тем не менее общая выдержанность этой тенденции достаточно определенна. Имеются основания считать, что величины Eu/Sm в Fe–Mn-оксигидроксидных конкрециях, нарастаниях и ассоциирующих осадках отражают значения этого отношения в компонентсодержащих растворах. Например, для мелководных Fe – Mn-конкреций величина Eu/Sm равна 0,21, что соответствует значению этого отношения в водах речного стока и для морской воды мелководных областей океана, и близко к величине, характерной для глинистого сланца [16]. Этот вывод справедлив и для Fe – Mn-оксигидроксидных конкреций различных зон океана: Eu/Sm 0,20–0,25 [25]. Таким образом, несмотря на отдельные, редкие исключения, можно считать, что данная тенденция отражает изначальные особенности среды формирования Mn–Fe-оксигидроидной взвеси, осадков. Это положение может быть проиллюстрировано на примере распределения величин Eu/Sm в Mn – Fe-гидротермальных, металлоносных осадках [27], накапливающихся как непосредственно в осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия (9 км от оси, Eu/Sm 0,26), так и испытавших значительный перенос (1085–1139 км от оси ВТП, Eu/Sm соответственно 0,25–0,27). Существенно, что на протяжении всего этого траверса величины Eu/Sm отличаются постоянством. Экстраполируя приведенные выше соотношения на относительно древние прослои Mn – Fe-корки подводной горы Крылова (Eu/Sm 0,30–0,32), можно сделать вывод, что рудообразующий раствор был представлен преимущественно морской водой, в которой доля гидротермальных компонентов не превышала 1–2% на ранних стадиях аккумуляции (прослои 3–6). Более верхние части корки (Eu/Sm 0,26–0,28; прослои 1,2, см. фиг. 2 и таблицу) формировались при более значительном разбавлении гидротерм морской водой, что наложило гидрогенный отпечаток на эти

Fe – Mn-нарастания. Однако если 1–2%-ное содержание гидротермальной составляющей в смеси с морской водой относительно неярко проявляется на балансе РЗЭ, в частности Eu и Sm, то такая примесь может весьма существенно сказываться на распределении Mn и Fe, для которых содержания растворенных и взвешенных форм этих металлов на несколько порядков выше, чем в морской воде [8, 13, 17, 18, 28, 32]. Для сравнения следует указать, что значения Eu/Sm в корках района подводных гор архипелага Лайн равны 0,25–0,26, что близко к верхнему пределу, характерному для Fe – Mn-конкреций Тихого океана, во многих регионах которого роль гидротермального источника РЗЭ Mn, Fe и других тяжелых металлов весьма ощутима [11].

* * *

Гора Крылова является подводным вулканом центрального типа, связанным с излиянием, эрупциями субщелочных, щелочных слабодифференцированных базальтов на Зеленомысской абиссальной плите, и в Mn – Fe-оксигидроксидные корки развиты в верхней и средней частях поднятия. Для них характерно тонко- и микрослоистое строение: верхние 5–7 см представлены главным образом Fe-вернадитом и Mn-фероксигитом (Mn – δ'-FeOOH) с подчиненными количествами бернессита, примесью, асболан-бузерита, гётита; к основанию корки количество Mn-фероксигита сокращается. В базальных прослоях фероксигит отсутствует и главной Fe-оксигидроксидной фазой становиться гётит, Mn-оксигидроксиды представлены Fe-вернадитом. В целом для корок характерна относительная устойчивость значение Mn/Fe (0,64–0,89 , редко 1,13). Mn – Fe-корки формировались на субстрате, сложенном почти чистым Fe-палыгорскитом, как продукты гидротермального изменения гиалокластита щелочного базальта.

В рассматриваемых корках наблюдается уменьшение ΣРЗЭ ($n \cdot 10^{-4}$%) от поверхности к базальным прослоям: 2093,2 → 1453,4. Между содержанием лантаноидов и Mn + Fe (%) имеет место четко выраженная прямая корреляционная связь ($r = 0{,}74$), что отражает доминирующее значение гидрогенного сорбционного механизма накопления РЗЭ оксигидроксидами Mn и Fe.

В распределении легких и тяжелых РЗЭ в разрезе корки отчетливо проявляется тенденция уменьшения содержания легких фракций РЗЭ при соответствующем возрастании тяжелых лантаноидов от базальных прослоев к поверхности. Существенно, что между величинами Mn/Fe и La/Sm отмечается высокая корреляционная связь ($r = 0{,}8$), т.е. главным носителем ЛРЗЭ являются оксигидроксиды Mn, соответственно ТРЗЭ ассоциируют с оксигидроксидами Fe: между величинами Fe и Yb/Sm наблюдается корреляция ($r = 0{,}89$). Установленные различия в поведении легких и тяжелых РЗЭ интерпретируются на основе физико-химических особенностей поверхности оксигидроксидов Mn и Fe, форм нахождения РЗЭ в морской воде и относительной доли гидротермальных компонентов в смеси гидротермальный раствор – морская вода. ЛРЗЭ, присутствующие в морской воде преимущественно в катионной форме, предпочтительно сорбируются Mn-оксигидроксидами, отличающимися низкой величиной pH точки нулевого заряда (pH ТНЗ < 3), тогда как ТРЗЭ, находящиеся в морской воде главным образом в комплексной форме, поглащаются в основном оксигидроксидами Fe, для которых pH ТНЗ составляет 7,5. Уменьшение относительных количеств ЛРЗЭ от основания к поверхности корки косвенно свидетельствует об относительном сокращении компонентов гидротермальной природы в смеси с морской водой в поздние этапы накопления оксигидроксидов Mn, Fe.

Для Ce характерно уменьшение концентраций и величин Ce/Ce* , Ce/La, Ce/Yb, Ce/Sm от базальных прослоев корки к поверхности. Между величинами Fe и Ce/Sm наблюдается отчетливая корреляционная зависимость, что сближает Ce с ТРЗЭ. В целом при ведущем значении гидрогенного фактора (Ce/Ce* 4,15–2,33), существенная роль в изменении содержания Ce принадлежала опусканию подводной горы Крылова и экспонированию участков нарастания корок для взаимо-

действия с водными массами бо́льших глубин, относительно обедненных Ce; этот процесс происходил при перемещении Зеленомысской плиты от осевой зоны Срединно-Атлантического хребта в сторону Африканского континента. Установлено [10–12], что водные горизонты малых глубин Атлантики существенно обогащены Ce по сравнению с абиссальными массами, что находит отражение в Mn – Fe-оксигидроксидных корках. В поведении Eu обращает на себя внимание уменьшение значений Eu/Sm от нижних частей корки (0,30–0,32) к поверхности (0,26). Если принять во внимание, что в гидротермальных Mn-отложениях Галапагосской рифтовой зоны величина Eu/Sm составляет 0,31 [22], а для морской воды – 0,26, и учитывая, что состав гидротерм активных зон океана [21] отличается 1000-кратным обогащением РЗЭ при Eu/Sm равным приблизительно 2,6, то роль компонентов гидротермальной природы в смеси с морской водой на ранних этапах формирования Mn – Fe-оксигидроксидных корок может быть достаточно существенной.

Таким образом, минеральный состав и распределение РЗЭ в Mn – Fe-оксигидроксидных корках подводной горы Крылова в Восточной Атлантике дают основание считать, что на ранних этапах формирования, когда это поднятие располагалось в относительной близости от осевой зоны Срединно-Атлантического хребта, и при активизации субширотных (субтрансформных) разломов роль гидротермальных компонентов была ощутимой. На поздних стадиях по мере движения Зеленомысской абиссальной плиты к востоку усилилось значение гидрогенных факторов.

Список литературы

1. *Варенцов И.М.* Геохимия переходных металлов в процессе формирования железо-марганцевых руд в современных бассейнах // Междунар. геол. конгр. 25-я сессия. Докл. сов. геологов. Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976. С. 79–96.
2. *Варенцов И.М., Дриц В.А., Горшков А.И. и др.* Процессы формирования Mn–Fe-корок в Атлантике: минералогия, геохимия главных и рассеянных элементов. Подводная гора Крылова // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 58–78.
3. *Золотарев Б.П.* Вулканические формации второго слоя океанической коры // Тр. 27-й сессии Междунар. геол. конгр. Геология Мирового океана. М.: Наука, 1984. С. 136–146.
4. *Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Ильичева Л.В. и др.* Постседиментационные преобразования окисных Fe–Mn-конкреций и корок // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 80–88.
5. *Aplin A.C.* Rare earth element geochemistry of Central Pacific ferromanganese encrustations // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 71. N 1. P. 13–22.
6. *Balistrieri L.S., Murray J.W.* The surface chemistry of δ-MnO_2 in major ion seawater // Geochem. et cosmochim. acta. 1982. V. 46. P. 1041–1052.
7. *Balistrieri L.S., Murray J.W.* The adsorption of Cu, Pb, Zn and Cd on goethite from major ion seawater //Geochim. et Cosmochim. acta. 1982. V. 46. P. 1253–1265.
8. *Bowers T.S., Von Damm K.L., Edmond J.M.* Chemical evolution of mid-ocean hot springs // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. 2239–2252.
9. *Craig H.* A scavenging model for trace elements in the deep sea // Earth and Planet. Sci. Lett. 1914. V. 23. P. 149–159.
10. *DeBaar H.J.W., Bacon M.P., Brewer P.G.* Rare earth distributions with positive Ce anomaly in the western North Atlantic Ocean // Nature. 1983. V. 301. P. 324–327.
11. *DeBaar H.J.W., Bacon M.P., Brewer P.G., Bruland K.W.* Rare earth elements in the Pacific and Atlantic oceans // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. N 9. P. 1943–1959.
12. *DeBaar H.J.W., Brewer P.G., Bacon M.P.* Anomalies in rare earth distributions in seawater: Gd and Tb // Geochim. et cosmochim.acta. 1985. V. 49. N. 9. P. 1961–1969.
13. *Edmond J.M.* The chemistry of the 350°C hot springs at 21°N on the East Pacific Rise // EOS. 1980. V. 61. P. 992.
14. *Elderfield H., Greaves M.J.* Negative cerium anomalies in the rare earth element patterns of oceanic ferromanganese nodules // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 55. P. 163–170.
15. *Elderfield H., Hawesworth C.J., Greaves M.J., Calvert S.E.* Rare earth elements geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments // Geochim. et cosmochim. acta. 1981. V. 45. P. 513–528.
16. *Haskin M.A., Haskin L.A.* Rare earth in European shales: a redetermination // Science. 1966. V. 154. (28 October). N 3748. P. 507–509.

17. *Klinkhammer G.P., Rona P., Greaves M., Elderfield H.* Hydrothermal manganese plumes in the Mid-Atlantic Ridge rift valley // Nature. 1985. V. 314. N 6013. P. 727–731.
18. *Lalou C., Thompson G., Rona P.A.* et al. Chronology of selected hydrothermal Mn oxide deposits from the transatlantic geotraveres "TAG" area, Mid-Atlantic Ridge 26° N // Geochim. et cosmochim. acta. 1986. V. 50. P. 1737–1743.
19. *Li Y.H.* Ultimate removal mechanisms of elements from the ocean // Geochim. et cosmochim. acta. 1981. V. 45. P. 1659–1664.
20. *McKelvey V.E., Wright N.A., Bowen R.W.* Analysis of the world distribution of metal-rich subsea manganese nodules // Geol. Surv. Circ. 886. U.S. Geol. Surv. 1983. 55 p.
21. *Michard A., Albarède F., Michard G. e. a.* Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermall vent field (13° N) // Nature. 1983. V. 303. N 5920, P. 795–797.
22. *Migdisov A.A., Gradusov B.P., Bredanova N.V. et al.* Major nad minor elements in hydrothermal and pelagic sediments of the Galapagos mounds area. Leg 70 // Initial. Reports. DSDP. Wash., 1983. V. 70. P. 277–295.
23. *Palmer M.R.* Rare earth elements in foraminifera // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. V. 73. P. 285–298.
24. *Palmer M.R., Elderfield H.* Rare earth elements and neodymium isotopes in ferromanganese oxide coatings of Cenozoic foraminifera from the Atlantic Ocean // Geochim. et cosmochim. acta. 1986. V. 50. N 3. P. 409–471.
25. *Piper D.Z.* Rare earth elements in ferromanganese nodules and other marine phases // Geochim. et cosmochim. acta. 1974. V. 38. P. 1007–1022.
26. *Piper D.Z., Graef P.A.* Gold rare earth elements in sediments from the East Pacific Rise // Geochim. et cosmochim. acta. 1974. V. 17. P. 287–297.
27. *Ruhlin D.E., Owen R.M.* The rare earth element geochemistry of hydrothermal sediments from East Pacific Rise: Examination of a seawater scavenging mechanism // Geochim. et cosmochim. acta. 1986. V. 50. N 3. P. 393–400.
28. *Tannicliffe V., Botros M., De Burgh M.E. et al.* Hydrothermal vents of Explorer Ridge northeast Pacific // Deep Sea Res. Pt A. 1986. 33(3A). P. 401–412.
29. *Turner D.R., Whitfield M., Dickson A.G.* The equilibrium speciation of dissolved components in freshwater and seawater at 25°C and 1 atm. pressure // Geochim. et. cosmochim. acta. 1981. V. 45. P. 855–881.
30. *Varentsov I.M., Bakova N.V., Dikov Yu.P. e.a.* Synthesis of Mn, Fe, Ni, Co oxide-hydroxide phases on manganese oxides: on the model for transition metal ore tormation in recent basins // Acta Mineralogica–Petrographica. Szeged, 1979. V. XXIV/I. P. 63–90.
31. *Varentsov I.M., Sakharov B.A., Drits V.A. et al.* Hydrothermal deposits of the Galapagos Rift Zone, Leg 70: Mineralogy and geocemistry of major components // Initial Reports. of DSDP. Wash.., 1983. V. 70. P. 235–268.
32. *Von Damm K.L., Edmond J.M.* Chemistry of submarine solutions at Guaymas Basin, Gulf of California // Geochim. et cosmochim. acta. 1986. V. 49. P. 2221–2237.
33. *Whitfield M., Turner D.R.* Ultimate removal machanisms of elements from the ocean – a comment // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. V. 46. P. 1989–1992.

Геологический институт АН СССР,
Москва
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
6.VI. 1988

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 5, 1989

УДК 552.577(479.224)

Боголюбова Л.И., Котов В.А.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ОБЛАСТИ ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ КОЛХИДСКОЙ НИЗМЕННОСТИ (ГОЛОЦЕН)

С помощью метода детального литолого-фациального анализа раскрыты закономерности строения отложений голоцена Колхидской низменности. Выделен незавершенный новочерноморский цикл осадко- и торфонакопления, парагенезы фаций в нем и седиментационные зоны. Установлено, что смена последних в направлении на запад сопровождается изменением строения торфяного пласта от сложного к простому, увеличением мощности к центральным частям торфяных болот, сменой древесной группы торфов на травяную. Показано, что торфонакоплению предшествовали отложения континентального генезиса.

Колхидская низменность является уникальной и ярко выраженной моделью области приморского голоценового осадко- и торфонакопления. В структурном отношении она приурочена к унаследованному компенсированному Рионскому межгорному прогибу [6]. В его орографии, как известно, имеются три зоны: предгорная холмистая возвышенность; возвышенная слабонаклонная волнистая равнина; Колхидская низменность, примыкающая к Черному морю, от которого она отделена узкой полосой песчаных пляжей и валов. Тектонически в Рионском межгорном прогибе обосабливаются три впадины: Потийская, расположенная между двумя хребтами, – Южно-Мегрельским на севере и Гурийским на юге, и далее на запад к побережью между руслами рек Ингури и Супсы. Севернее и южнее границы Потийской впадины выделяются соответственно Абхазско-Мегрельская и Кобулетская впадины. Во всех впадинах областью торфонакопления является зона Колхидской низменности, которая тянется вдоль побережья Черного моря на растоянии около 180 км от р. Кодори до мыса Цыхисдзыри (южнее р. Кинтриши). Ширина ее в центральной части Рионского межгорного прогиба (Потийская впадина) от побережья вглубь до устья р. Цхенис-Цкали или г. Самтредиа, составляет приблизительно 60 км. В южном (Кобулетская впадина) и особенно северном (Абхазско-Мегрельская впадина) направлениях она резко суживается, приобретая, таким образом, в целом форму треугольника. Основания современных торфяных залежей в низменности расположены ниже уровня Черного моря. Это свидетельствует о ее опускании, что также подтверждается целым рядом погребенных маломощных горизонтов сильнозольных торфов в разрезе четвертичных отложений на глубинах от 9 до 120 м и более. Климат Колхидской низменности влажный, субтропический.

По исследованию отложений Колхидской низменности, в том числе и Рионского межгорного прогиба в целом, имеется много литературных источников, авторами которых являются Е.К. Вахания [2], П.Д. Гамкрелидзе [3], Ч.П. Джанелидзе [4], Н.В. Думитрашко [6], А.Г. Лалиев [9], Дж.М. Мамаладзе [11], А.В. Македонов [10], Е.Е. Милановский [13], А.В. Моцерелия [14], Д.В. Церетели [19] и др. В этих исследованиях решены общепризнанно или в какой-то мере дискуссионно многие проблемы общегеологической значимости, связанные с тектоникой, стратиграфией, историей геологического развития региона в мезо-кайнозое, представленные на фоне общих палеогеографических построений. Одновременно эти исследования показывают отсутствие знаний по детальной литолого-фациальной характеристике отложений и закономерностям смены

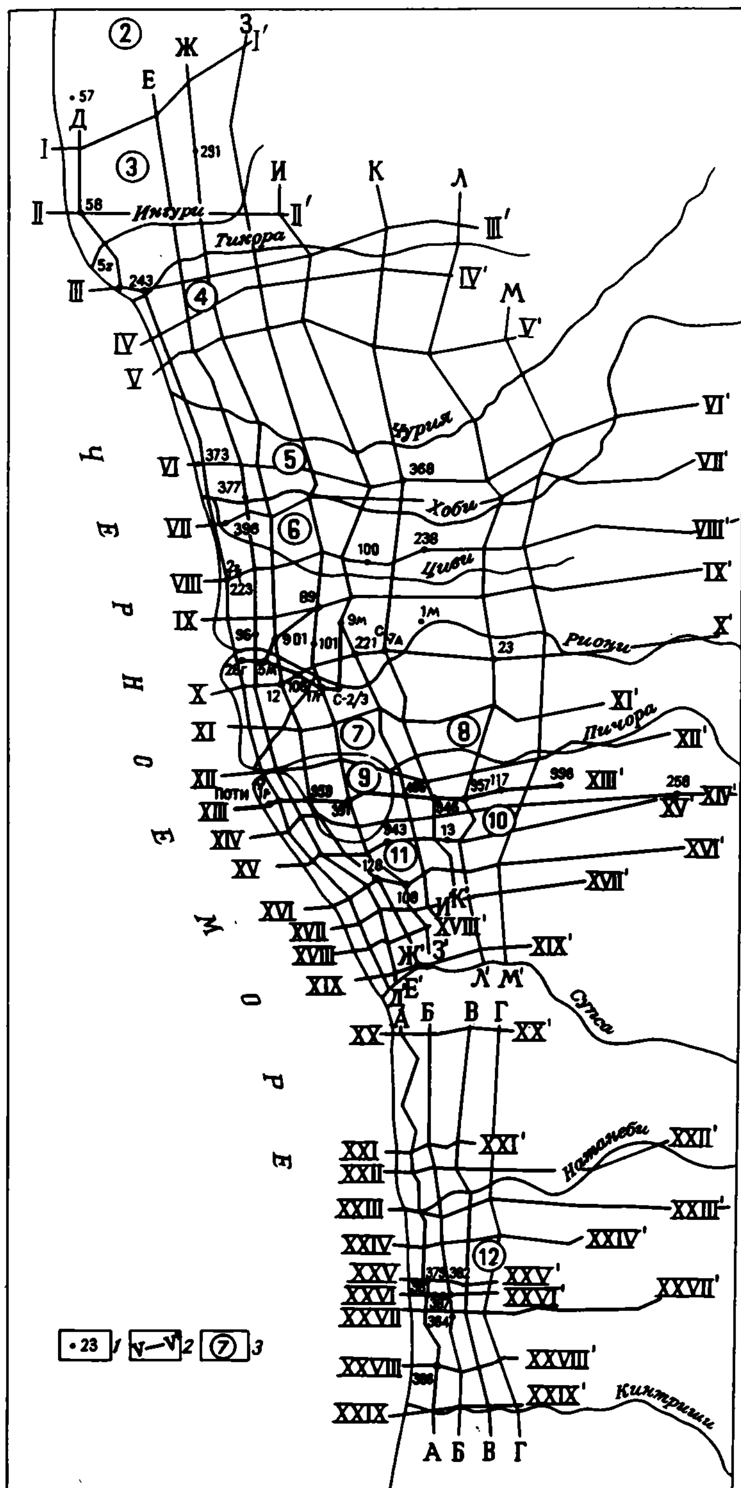
фациальных обстановок осадко- и торфонакопления при формировании Колхидской низменности в голоцене. В них также выявляется неполнота представлений о ее палеогеографии в это время. Обнаруживаются неточности и вскрываются несогласованности стратиграфических схем различных авторов, которыми трудно пользоваться из-за отсутствия геологической привязки к колонкам и разрезам. Сообщаются неверные сведения о фациальной принадлежности осадков, сопровождающих торфонакопление. В свете изложенного задачей наших исследований было выявление генетических типов осадков и фациальных обстановок осадко- и торфонакопления, установление их парагенезов и закономерностей распределения последних в истории палеогеографического развития голоцена Колхидской низменности, рассматриваемой как модель начальной стадии образования угленосной формации в условиях межгорного прогиба, открытого к морскому побережью.

Объем работ и методы исследования. В голоцене Колхидской низменности нами детально изучены новочерноморские отложения, отвечающие, по нашим представлениям, последнему циклу осадконакопления, с которым связано наиболее мощное торфонакопление. Обработано более 600 скважин глубиной до 10–25 м. Меньшая часть скважин имела глубину 250–300 м. По небольшому числу скважин были использованы описания, колонки и профили из геологических отчетов и диссертации М.Г. Твалчрелидзе [17]. Густота расположения скважин измерялась десятками метров в области торфонакопления и сотнями – за ее пределами, что позволило составить предельно детальные литолого-фациальные профили (фиг. 1) как вдоль (в количестве 29), так и вкрест (в количестве 12) побережья Черного моря. Радиоуглеродные датировки торфов по ^{14}C послужили дополнительным критерием для весьма точной корреляции отложений по профилям, несмотря на очень изменчивую фациальную принадлежность осадков.

Осадки изучали методом литолого-фациального анализа, разработанного на мезо- и палеозойских консолидированных отложениях угленосных формаций [7, 8, 18]. Однако в связи с рыхлостью песков и пластичностью влагонасыщенных алевритов и глин в образцах бурового материала было трудно, а иногда практически невозможно найти такие основные руководящие признаки генетических типов осадков, как, например, текстурные, которые так ярко проявляются в кернах консолидированных их аналогов. Вследствие этого выявилась необходимость поисков в расширении арсенала признаков литолого-фациального анализа дополнительными критериями, позволяющими разграничить и охарактеризовать более надежно генетические типы и фации осадков, еще не затронутых процессом литификации. Это и естественно, так как литолого-фациальный метод не может быть догмой. Он должен как бы "приспосабливаться" к тому или иному объекту исследования, имеющему свою специфику.

Наиболее эффективным оказалось микроскопическое изучение осадков в двусторонне-полированных прозрачных шлифах. Благодаря этому выявился ряд новых достоверных генетических признаков осадков: ботанический состав, степень разложения, размер растительных остатков и сохранность клеточных структур в них, морфология частиц распада тканей, наличие остатков водных растений, гиф и склероций грибов, количество и состав диатомовых водорослей, микротекстурные особенности, количество и состав аутигенных минералов и минералов тяжелой фракции. Существенным признаком явился также показатель содержания остаточного хлора в осадке наряду с перечисленными выше признаками, определяемыми под микроскопом.

Литолого-фациальная характеристика отложений. В результате детального литолого-фациального анализа, впервые проведенного для отложений голоцена Колхидской низменности, было выделено 10 литологических типов осадков, представленных 59 генетическими типами, объединенных в 27 фаций. Среди торфов установлено 27 генетических типов, 9 фаций. Принципы выделения пере-



Фиг. 1. Схематическая карта расположения скважин и профилей в области торфонакопления Колхидской низменности

1 – номера скважин; *2* – линии профилей; *3* – торфяные месторождения (2 – Гагидское, 3 – Зоргатское, 4 – Анаклийское, 5 – Чурийское, 6 – Набадское, 7 – Потийское, 8 – Пичорское, 9 – Палиастомское, 10 – Имнатское, 11 – Малтаквское, 12 – Кобулетское)

численных таксономических единиц неоднократно обсуждались в литературе, начиная примерно с 40–50-х годов [7, 8], но наиболее обоснованно и полно они сформулированы значительно позже П.П. Тимофеевым [18]. Кратко охарактеризуем фации осадко- и торфонакопления (более подробное описание литологических и генетических типов осадков будет дано в готовящейся монографии). Они объединены в восемь генетических групп отложений, четыре из которых относятся к минеральным осадкам и четыре – к торфам.

Группа аллювиальных отложений (А) в Колхидской низменности наиболее распространена. Она представлена семью фациями осадконакопления, которые разграничиваются характерным набором генетических признаков. *Фация* АРГ характеризует осадки русел горных рек и их конусов выноса, которые слагаются валунно-галечными разностями аллювия с примесью грубозернистого несортированного песка с неокатанными зернами. *Фация* АРП объединяет осадки приустьевых частей рек и прилегающих к ним участков русел равнинных рек Колхидской низменности, которые различаются между собой по гранулометрическому составу. Существенно заметить, что для первой из них, как правило, характерен более грубый состав аллювия: средне- и крупнозернистые пески, иногда гравийные с примесью галек, в то время как аллювий второй фации представлен главным образом мелкозернистыми песками или крупнозернистыми алевритами. Что касается слоистости, то ее невозможно определить в сыпучем буровом материале. Она обнаруживается только в обнажениях, где относится к различным типам крупной и мелкой косой слоистости [1]. Четко определимыми и индикаторными признаками фации АРП являются плохая сортировка песчаных зерен с плохой их окатанностью, наличие крупных обломков стволов и стеблей растений в небольшом количестве, отсутствие сапропелевого материала, остатков грибов, фауны, аутигенных минералов и малое содержание минералов тяжелой фракции.

Осадки *фаций прирусловой* (АПП) *и внутренней частей поймы* (АПВ) имеют много общих признаков, таких, как плохая сортировка материала со средним коэффициентом окатанности песчаных зерен, серо-голубой, нередко серо-синий цвет, чаще всего горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием маломощных слойков различного гранулометрического состава, отчетлив видимая даже в пластичном керне скважин и т. д. Однако при сходстве большинства генетических признаков осадки обеих фаций четко различаются гранулометрическим составом и характеристикой хотя и небольшого количества содержащегося в них растительного материала. Осадки фации АПВ имеют более глинистый состав и индикаторную для них таблитчатую форму преобладающего мелкого аттрита.

Осадки *фаций озерных водоемов залесенных* (АПЗ) *и открытых частей* (АПО) поймы почти по всем генетическим признакам отличаются от осадков других фаций этой группы, в то время как между собой во многом сходны. Они хорошо отсортированы, характеризуются сильной глинистостью, то более, то менее выраженной горизонтальной слоистостью, содержат много спикул губок, остатков грибов, участвующих в преобразовании еще хорошо сохранившегося гумусового растительного материала. Основное их различие подчеркивается ботаническим составом растительных остатков, которые в осадках фации АПЗ в основном древесные, а в осадках фации АПО травяные с примесью тканей водных растений. Их осадки нередко являются кровлей торфяных пластов. В этих случаях в них наблюдается особенно много лиственного и стеблевого материала, четко видимое послойное расположение которого напоминает "слоеный пирог". В аллювиальную группу отложений осадки фаций АПЗ и АПО отнесены на основании тесного парагенеза с пойменными фациальными обстановками, несмотря на существенные различия в их генетических признаках.

Осадки *фации стариц* (АПС) по ряду признаков близки как к осадкам внутренней поймы, так и пойменным озерам, например по гранулометрическому составу,

иногда сортировке его, типу слоистости. Значительное содержание остатков грибов и ОВ сближает их с осадками озер на пойме, хотя аттритная размерность последнего тяготеет к характеристике осадков фации внутренней поймы. Осадки фации АПС имеют и присущие только им генетические признаки: сильное разложение растительного материала, наличие в связи с этим гумо- и сапроколлинита, присутствие диатомовых водорослей, хотя и в небольшом количестве.

Группа пролювиальных отложений (П) представлена осадками *фации шлейфов и конусов выноса предгорий* (ППК), характеризующих временные водные потоки. Они наделены известными в литературе признаками [18].

Группа отложений озерных водоемов (О) связана с торфяными залежами. Осадки *фаций* ОСП, ОСС, ОСО в этой группе характеризуют особенности осадконакопления сапропелевых озер на морском побережье, предшествуя развитию торфонакопления. Они распространены локально и встречены лишь в районе Кобулетской впадины. Имеют то более глинистый, то более алевритовый, редко песчаный состав с хорошей сортировкой материала, обусловливающего, как правило, неслоистую текстуру осадков. Их отличает ряд индивидуальных генетических признаков, таких, как зеленоватые оттенки обычно серого цвета, обилие диатомовых пресноводных водорослей, переводящее их часто в диатомиты, смешанный с участием гелинито- и сапро-коллинита тип ОВ, которого в осадках довольно много. Несмотря на общность большинства генетических признаков, осадки каждой из трех перечисленных фаций имеют свои специфические черты, которые их разделяют. Так, осадки фации ОСП характеризуются развитием в них только пресноводных диатомовых водорослей, а в осадках фаций ОСС и ОСО присутствуют и солоноватоводные формы, но в различных количествах, и, кроме того, для последней характерны еще и солоноватоводно-морские диатомеи. Показанное различие осадков по содержанию в них диатомовых водорослей различной экологии свидетельствует о разной солености бассейнов озерной седиментации, увеличивающейся от фации ОСП к фациям ОСС и ОСО.

Осадки *фаций* ОЗД и ОЗТ наделены генетическими признаками, которые соответствуют в одних случаях зарастанию озерных водоемов, напоминающих почвенные образования и обнаруживающих остатки корневой системы, а иногда и микроагрегаты, в других – заиленного древесного или травяного болота, занимая место кровли торфяного пласта. Осадки обеих фаций содержат очень много ОВ преимущественно гумусового состава. Для них характерна высокая глинистость, хорошая сортировка материала, как правило, неправильная слоистость, заметное количество остатков грибов, что хорошо сочетается со значительным содержанием гелинито-коллинита в гумусовой доле их осадка. Индивидуализируются осадки ботаническим составом растительного материала, который в фации ОЗД преимущественно древесный, а в фации ОЗТ – травяной. Присутствие тканей водных растений в осадках обеих фаций дополнительно указывает на озерное их происхождение и, таким образом, сближает с фациями сапропелевых озер, хотя большинство генетических признаков у них достаточно различно.

Группа отложений заболоченных прибрежно-континентальных равнин (почвенные образования – П) включает осадки пяти фаций болотных почв и подпочв, различающихся между собой как генезисом субстрата, так и ботаническим составом болотных фитоценозов. Так, например, почвенные образования фаций ПДД и ПДТ развивались в условиях речной долины в обстановке заболачивания соответственно лесных и луговых ее участков. Почвы фации ПСД являются результатом переработки древесной растительностью зарастающих сапропелевых озер, а почвы фаций ПМД и ПМТ образовывались на морских осадках побережья, главную роль в заболачивании которых играли соответственно древесные и травяные фитоценозы. Отложения этой группы фаций – переходные к отложениям торфяных болот. Характерными признаками для почвенных образований всех перечисленных фаций являются

пятнистый цвет, обусловленный перемежаемостью серых, бежевых, ржаво-бурых тонов, комковатая, часто микроагрегированная текстура, как правило, значительное содержание ОВ с заметной долей тканей корневой системы, присутствие остатков грибов, обогащенность гидроокислами железа, наличие коломорфной глины, обесцвеченной по контактам с корешками.

Группа прибрежно-морских отложений (М) включает осадки фаций застойных участков заливов и лагун (МПЗ и МПЛ), а также их подвижного мелководья (МПР и МПП). Сюда же относятся осадки фаций прибрежного подвижного мелководья морского бассейна (ММВ, ММК, МММ и ММД) и фации удаленных участков морского побережья (МУМ), характеризующие обстановку междельтовых пространств и периферии дельт.

Осадки *фаций* МПЗ и МПЛ имеют больше сходных генетических признаков, чем различных. Их отличает то более глинистый, то более алевритовый состав с хорошей сортировкой материала. Особенно характерны для них серо-бурые, бурые, шоколадные тона окраски с обязательным оливковым оттенком, большое количество ОВ смешанного типа со значительной долей в нем гелинито- и сапроколлинита, сильное остудневание аттрита и фрагментов тканей, наличие инситной морской микро- и макрофауны, обогащенность пиритом. Индивидуальность осадков обеих фаций обусловлена количеством и экологией диатомовых водорослей, находящихся в них. Для осадков фации МПЗ характерно малое содержание диатомовых водорослей преимущественно солоноватоводно-морского комплекса, в то время как в осадках фации МПЛ диатомовые водоросли обильны, но имеют различную экологию.

Осадки *фаций* МПР и МПП этой группы в Колхидской низменности встречаются эпизодически. В основном они сложены песчаным материалом средней сортировки с низким коэффициентом окатанности его зерен. Из-за рыхлости и текучести бурового материала слоистость почти не определима в свежих образцах, но при высыхании она намечается в виде пологой, мелкой, косой или линзовидной (в осадках фации МПР) и горизонтальной, горизонтально-волнистой, мульдообразной (в осадках фации МПП). В целом осадки обеих фаций содержат значительную примесь ОВ. Полное отсутствие гелинито-коллинита находится в соответствии с отсутствием остатков грибов и слабым разложением растительного материала как аттрита в осадках фации МПР, имеющего оскольчатую форму, так и преобладающих фрагментов тканей в осадках фации МПП. Небольшое содержание солоноватоводных диатомовых водорослей, встречаемость фауны с оценкой "много" ярко отличают осадки фации МПП от осадков фации МПР.

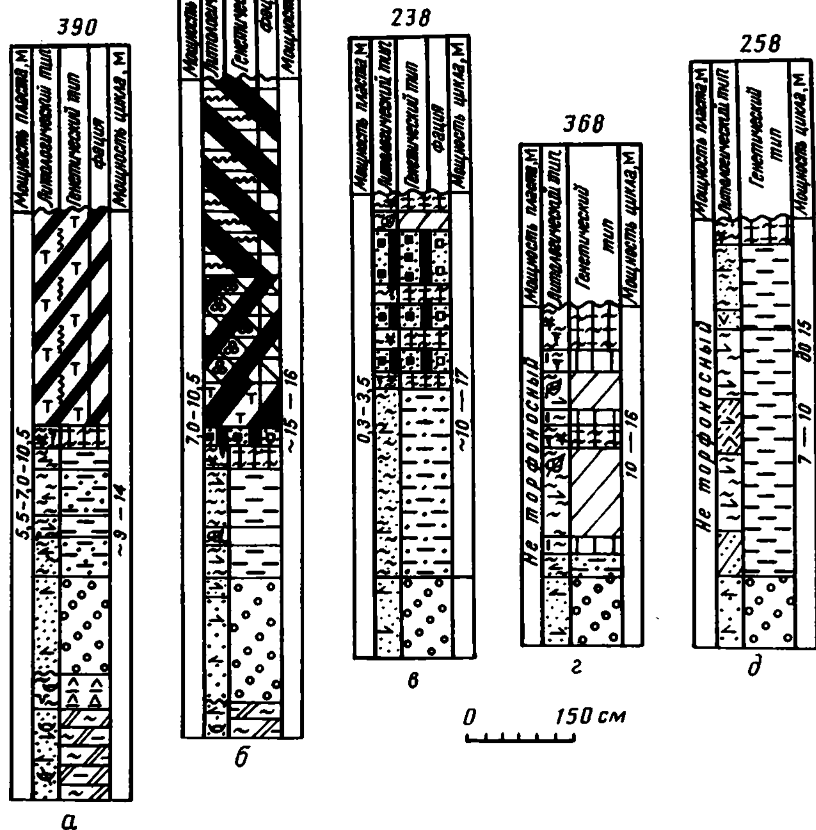
Наиболее распространены среди группы прибрежно-морских отложений Колхидской низменности осадки, формирующиеся в условиях подвижного мелководья морского бассейна. Это осадки пляжей и береговых валов (*фация* ММВ), подводных валов и кос (*фация* ММК), волноприбойного мелководья (*фация* МММ) и подводных дельт (*фация* ММД). Общими генетическими признаками для осадков всех перечисленных фаций являются преобладающий песчаный состав и чаще всего хорошая, реже средняя и лишь иногда плохая сортировка материала с высоким коэффициентом окатанности песчаных зерен, наличие морской фауны. Их объединяет также гумусовый тип ОВ, отсутствие диатомовых водорослей, остатков грибов, повышенное, иногда даже высокое содержание минералов тяжелой фракции и остаточного хлора. Определяющим генетическим признаком каждой из указанных фаций является тип слоистости. Она фиксируется на обнажениях этих осадков в торфяных карьерах и достоверно экстраполируется на буровой материал, в котором ее рисунок оказывается более сглаженным вследствие механического повреждения еще не литифицированного и податливого седиментационного материала. Дополнительными индивидуальными генетическими признаками могут служить различия в содержании ОВ, его ботаническом составе и размерности включений, детали количественного присутствия морской фации, пирита, минералов тяжелой фракции и остаточного хлора.

Осадки *фации* МУМ наиболее обособлены по комплексу генетических признаков от осадков остальных фаций этой группы. Это хорошо сортированные глины с небольшим содержанием ОВ смешанного типа. Гумусовая составляющая представлена преимущественно аттритом, сапропелевая – сапро-коллинитом. Осадки фации отличает обилие морской фауны (ракушняк) в сочетании с многочисленными кокколитами и диатомовыми водорослями солоноватоводно-морского комплекса. Осадки обогащены пиритом и аутигенным кальцитом. В исследованном районе они встречены всего лишь в одной скважине, но тем не менее обнаружили очень яркую генетическую характеристику.

Среди отложений торфяных болот преобладают в Колхидской низменности генетические группы торфов лесных (ольховых) торфяных болот и травяных торфяных болот. Резко подчиненное положение занимает генетическая группа торфов моховых торфяных болот. Группа торфов лесо(ольховo)-травяных торфяных болот по встречаемости находит себе промежуточное место. Каждая генетическая группа торфов, выделенная по составу фито- и тонатоценозов, характеризуется сочетанием определенных фаций торфонакопления, которым соответствуют генетические типы торфов, различающиеся степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей в них – структурой вещества торфов (телинитовой, посттелинитовой, преколлинитовой, коллинитовой) и содержанием минеральной составляющей. Более детальная характеристика отдельных таксономических единиц торфов и их генетическая классификация будут даны в следующей работе.

Литолого-фациальные особенности разрезов области торфонакопления Колхидской низменности и закономерности их строения. Построенные нами многочисленные профили (см. фиг. 1) позволили проследить как снизу вверх по разрезу, так и в латеральном направлении изменение литологического и фациального состава голоценовых отложений в глубь Колхидской низменности примерно до г. Самтредия на протяжении около 50–60 км, а также по ее простиранию вдоль побережья Черного моря, начиная от г. Очамчире (на севере) и до г. Кобулети (на юге). В результате выяснилось, что голоценовые отложения в своем основании в пределах области торфонакопления Колхидской низменности сложены древнечерноморскими мелко- и среднезернистыми песками фации волноприбойного мелководья (МММ), к которым местами подключаются и более грубые осадки фаций подвижного мелководья морского бассейна (ММК – подводные валы, косы, бары), а также пески и алевриты дельт морского побережья (ММД) и некоторые более редкие (МУМ). Большинство этих осадков в различных участках Колхидской низменности содержат древнечерноморский комплекс фауны: *Corbula mediterrania, Chione gallina, Hydrobia Ventrosa, Cardium edule,* определенной, по нашей просьбе, П.В. Федоровым. Местами древнечерноморские отложения венчаются линзами алевритоглинистых осадков заливно-лагунного генезиса (фация МПЗ, МПЛ), иногда со следами заболачивания, указывающими на возрастающее влияние суши.

Древнечерноморские отложения вверх по разрезу сменяются осадками единого незавершенного (неполного) новочерноморского цикла осадко- и торфонакопления. Его незавершенность выражается в том, что в нем развита лишь трансгрессивная часть цикла и отсутствует надторфяная регрессивная. Это обусловлено общей палеогеографией области торфонакопления Колхидской низменности, связанной с продолжающейся трансгрессией Черного моря, развернувшейся еще в начале голоцена. Основание разрезов новочерноморского цикла осадко- и торфонакопления почти повсеместно (за исключением полосы вдоль побережья Черного моря) сложено достаточно мощной толщей (4–10 м, иногда более) аллювия русел равнинных рек (фация АРП) или горных рек (фация АРГ, Кобулети), который налегает с эрозионным размывом на различные горизонты верхней части древнечерноморских отложений. Радиоуглеродный возраст заливно-лагунных отложений, сохранившихся под поверхностью размыва на глубине



Фиг. 2. Фациальные типы циклов

а – аллювиально-болотный травяно-торфоносный; *б* – аллювиально-болотный травяно-мохово-торфоносный; *в* – аллювиально-болотный древесно-торфоносный; *г* – аллювиально-болотный; *д* – аллювиальный. Условные обозначения см. фиг. 4.

19 м по скв. 23 (правый берег р. Риони, 13 км от берега Черного моря), определен по ^{14}C в 7,900 ± 60 лет назад (Тб-86). Следовательно, русловой аллювий основания новочерноморского цикла здесь должен быть несколько моложе, т. е. новочерноморское время в этом участке Колхидской низменности наступило несколько позже, где-то в пределах 7,500–7,700 лет назад, которое приближенно может быть принято и для всей площади распространения новочерноморского цикла осадко- и торфонакопления.

В зависимости от местоположения разреза в структурном и общем палеогеографическом плане Колхидской низменности новочерноморский цикл осадко- и торфонакопления имеет различное строение, т. е. характеризуется неодинаковым набором генетических типов и фаций, различными их парагенезами, числом слоев, их мощностью и мощностью цикла в целом. Описанные в предыдущем разделе осадки различных фаций, сочетаясь в разрезе новочерноморского цикла в определенном составе и последовательности образуют восемь ярко выраженных незавершенных (неполных) фациальных типов цикла. Это аллювиальный (см. фиг. 2, *д*), аллювиально-болотный (см. фиг. 2, *г*), аллювиально-болотный дре-

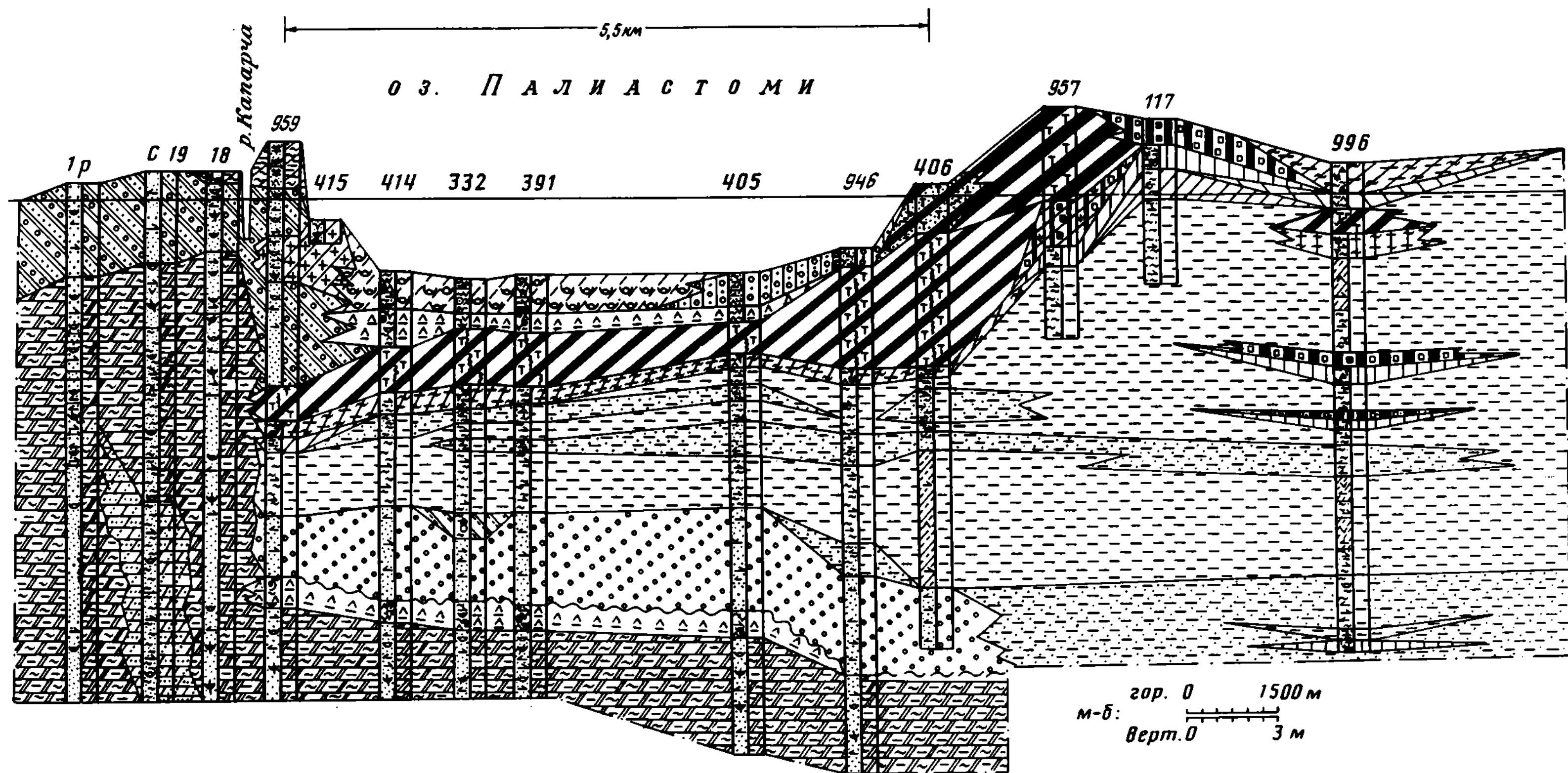
весно-торфоносный (см. фиг. 2, *в* и фиг. 3, скв. 117), аллювиально-болотный травяно-мохово-торфоносный (см. фиг. 2, *б*), аллювиально-озерный мохово-торфоносный, аллювиально-болотный травяно-торфоносный (см. фиг. 2, *а*), аллювиально-болотно-лагунный травяно-торфоносный (см. фиг. 3, скв. 414–405), аллювиально-болотно-прибрежно-морской травяно-торфоносный (см. фиг. 3, скв. 959). Принципы выделения типов цикла в осадочных толщах, их терминология, понимание и строение обсуждались во многих работах [7, 8], но мы основываем свои исследования на представлениях П.П. Тимофеева, наиболее разработанных и исчерпывающе сформулированных в его фундаментальной монографии по юрской угленосной формации Южной Сибири [18] и в последующих работах.

При прослеживании по профилям распределения перечисленных типов цикла на площади Колхидской низменности выявилась закономерная их смена прежде всего с востока на запад. В результате наметились зоны седиментации в Колхидской низменности, разрезы каждой из которых характеризуются каким-либо из указанных типов цикла. Такими зонами являются: тыловые окраины Колхидской низменности (зона обрамления области торфонакопления), окраины области торфонакопления, окраины торфяных болот, центральных частей торфяных болот, приморской окраины области торфонакопления. Кроме того, в седиментационной зоне центральных частей торфяных болот Потийской впадины выделяются участки наибольшего ее прогибания и приуроченные к бортам на юге и на севере, отложения новочерноморского цикла в которых различаются его фациальными типами. В Колхидской низменности Кобулетской впадины также обособляются участки наибольшего прогибания в ее центре и прибортовые: южный и северный, имеющие различия в характере седиментации их отложений.

Профили показывают, что основное торфонакопление в Рионском межгорном прогибе как по мощности торфяных пластов, так и по занимаемой ими площади приурочивается к наиболее погруженной его части – Потийской впадине, поэтому рассмотрение литолого-фациального состава разрезов и закономерностей их строения начнем именно с нее, а затем перейдем на север и на юг, к бортам прогиба, где располагаются Абхазско-Мегрельская и Кобулетская впадины.

Потийская впадина является центральной частью Рионского межгорного прогиба и Колхидской низменности. Примерно по ее центру проходит основная речная артерия р. Риони (см. фиг. 1), местоположение которой почти совпадает с осью прогиба. Южнее р. Риони в прибрежной части располагается современное оз. Палиастоми – реликт залива новочерноморского бассейна. Потийская впадина прорезывается и другими крупными и более мелкими реками, впадающими в Черное море: Тикора, Ингури, Чурия, Хоби, Пичора, Малтаква, Супса, которые одновременно являются границами крупных торфяных болот – промышленных торфяных месторождений (с севера на юг): Тикорского, Анаклийского, Чурийского, Набадского, Потийского, Пичорского, Палиастомского, Имнатского, Малтаквского.

Разрез голоцена в обрамляющих Колхидскую низменность зонах Рионского межгорного прогиба в районе Потийской впадины сложен в основном аллювиальными отложениями с участием делювиально-пролювиальных и флювиогляциальных отложений, мощность которых в целом не превышает 10–15 м [19]. Поскольку в наших исследованиях эти отложения были лишь объектом попутного ознакомления, то на их характеристике мы не останавливаемся, отметим лишь, что это в основном разрезы с валунно-галечными, галечными и валунно-щебенчато-глинистыми осадками, которые по мере движения на запад и юго-запад все более и более разубоживаются гравийным, песчаным, а также алевритоглинистым материалом, мощность слоев которых постепенно увеличивается, а валунно-галечных – уменьшается. Таким образом, разрез голоцена в конечном итоге становится песчано-алевритоглинистым, принадлежащим в целом комплексу ал-



Фиг. 3. Схематический фациальный профиль. Потийское, Пичорское и Имнатское торфяные месторождения Рионского межгорного прогиба. Линия XIII–XIII'. Условные обозначения см. фиг. 4.

лювиальных отложений равнинных рек, часть из которых образует неполный аллювиальный тип цикла осадконакопления новочерноморского времени (см. фиг. 2, *д*). Распространяясь далее на запад к зоне тыловой окраины Колхидской низменности, т. е. на подступах к области торфонакопления, разрез этого цикла сложен в нижней части мелкозернистыми, реже среднезернистыми плохо сортированными (иногда с галькой) песками, характеризующими фацию руслового аллювия равнинных рек (АРП). В верхней, довольно мощной (до 9,0 м) части цикла часто отмечаются в различной последовательности линзовидные слои глин, алевритов, мелкозернистых песков или их переслаиваний, принадлежащих главным образом фации прирусловой и внутренней пойм (АПП и АПВ). При переходе в область торфонакопления Колхидской низменности описанный аллювиальный тип цикла осадконакопления сменяется фациально группой незавершенных аллювиально-болотных типов цикла, которая занимает почти всю территорию области торфонакопления Колхидской низменности, за исключением ее прибрежной полосы.

В з о н е о к р а и н ы о б л а с т и т о р ф о н а к о п л е н и я перед зоной торфяных болот разрезы новочерноморского времени принадлежат аллювиально-болотному типу цикла (см. фиг. 2, *г*). В нем, в отличие от аллювиального типа цикла, толща выше руслового аллювия более сложно построена, полифациальна и состоит из многократного чередования и взаимных фациальных переходов, парагенетически связанных пойменных отложений (АПП, АПВ) с бóльшим или меньшим участием осадков озерных водоемов (АПЗ) и зарастающих их участков (ОЗД), горизонтов почв, редко сопровождающихся маломощными слоечками сильно зольного ольхового торфа посттелинитовой структуры. Наиболее повсеместное и выдержанное распространение на описываемой площади имеют крупно- и мелкозернистые алевриты, глины, реже мелкозернистые пески, их переслаивания, представляющие различные генетические типы прирусловой и внутренней частей поймы, отличающихся одна от другой характерными признаками. Они обычно залегают на русловых песках основания цикла. Характерные для этой территории в цикле осадки озерных водоемов представлены в основном глинами и алевритами фации АПЗ. Обогащенность их остатками древесных тканей подчеркивает приуроченность осадков этой фации к участкам облесенной поймы. Осадки фации АПЗ особенно широко распространены в разрезах, территориально близких к руслам мелких слабо текущих речушек типа Мунчини, Цивы или к побережьям крупных рек (например, Хоби), где иногда зарастают и перекрываются глинистыми осадками фации ОЗД.

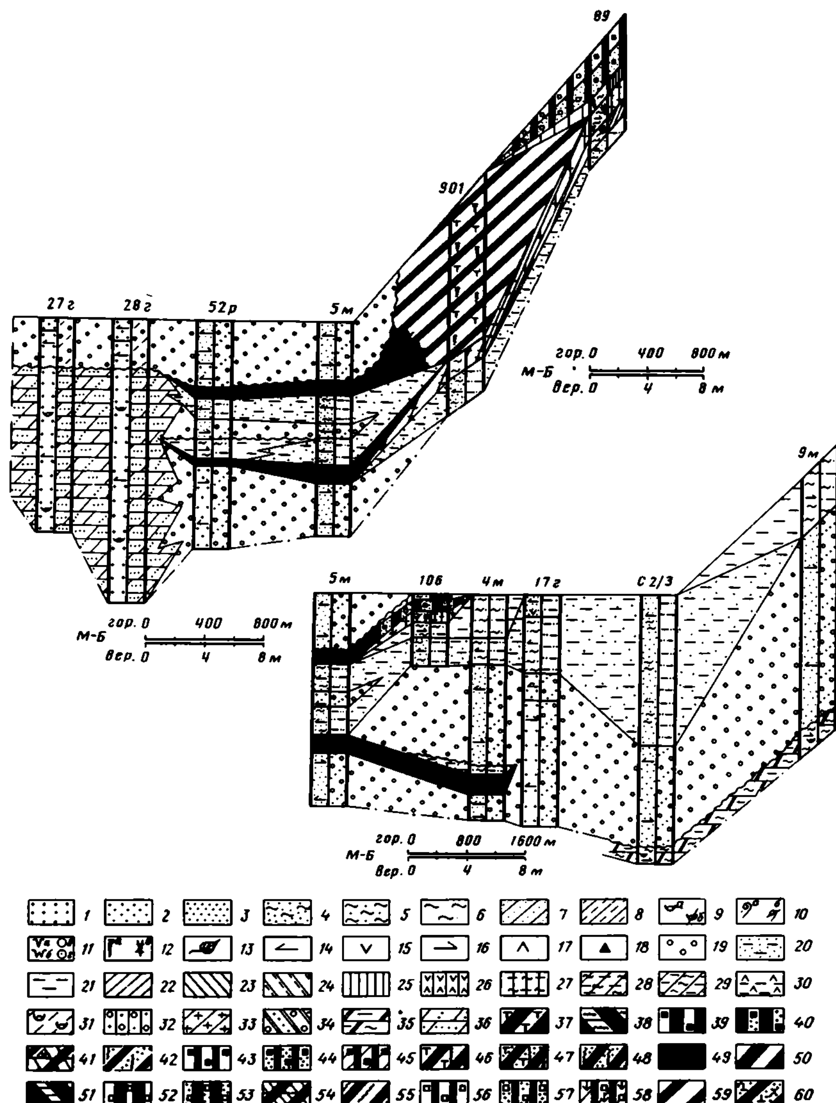
Далее на запад в зоне седиментации о к р а и н т о р ф я н ы х б о л о т Колхидской низменности, т. е. там, где начинаются торфяные месторождения, аллювиально-болотный тип цикла замещается аллювиально-болотным древесно-торфоносным типом (см. фиг. 2, *в* и фиг. 3, скв. 117). Его разрезы начинаются с мелкозернистого руслового песка (АРП), являющегося западным продолжением горизонта песков основания аллювиально-болотного типа цикла. Средняя часть цикла почти повсеместно сложена алевритами и редко мелкозернистыми песками всех генетических типов осадков пойм и соответствующих им фаций. Чаще всего верхняя часть пойменных отложений перерабатывается в древесную почву, реже на них развиваются глинистые осадки фации ОЗД и еще реже они завершаются осадками озерных водоемов залесенных пойм (АПЗ), которые в принципе для разреза этого типа цикла не характерны. Оставшаяся верхняя часть разреза, подстилающаяся в целом толщей пойменных отложений, в пределах исследуемой площади состоит из полифациального комплекса осадков, основу которых составляет торфяной пласт обычно сложного строения. В его парагенезе то более, то менее часто перемежаются пачки мощностью от 0,25 до 0,75, редко 1–2 м древесных, реже травяных торфов со слоями глин, преимущественно мелкозернистых алевритов фаций ОЗД, ПДД, иногда пойм и озерных водоемов, связанных с заиливанием торфяных болот. Перечисленные осадки полифациального комплекса на коротких расстоя-

ниях фациально переходят друг в друга или чаще просто выклиниваются, залегая линзообразно на площади окраины торфяного болота. Их первичный материал поступал в торфяное болото путем разлива рек и плоскостного пролювиального стока с суходолов. Мощность сложно построенного торфяного пласта на площади распространения этого типа цикла меняется в широких пределах от 0,3 до 5,5 м. Основания наиболее мощных торфяных пластов здесь датируются по ^{14}C 5240 ± ± 60 (ГИН-1235, Чурийское м-ние), 6170 ± 270 (ГИН-1394, Набадское м-ние). В некоторых участках окраины торфяных болот пласт бывает и простого строения, т. е. представлен всего лишь одной пачкой небольшой мощности (0,5 до 1,0 м; см. фиг. 3, скв. 117). В восточном направлении, т. е. к участкам тыловых окраин области торфонакопления, торфяные пачки, как правило, выклиниваются, переходя в осадки почв и зарастающих озерных водоемов, или в редких случаях сохраняются, но очень утоняются. Во многих случаях торфяные пласты в разрезах этого типа цикла бывают погребены под алевритоглинистые осадки фаций ОЗД, ПДД или пойм, но часто остаются также неперекрытыми. Здесь для разрезов торфяных пластов цикла характерны древесные гелинито-посттелинитовые, реже телинитовые, часто алевритоглинистые торфы, с участием древесных гелинито-преколлинитовых как зольных, так и малозольных; однако в участках, где имеются реки, в разрезе цикла появляются тростниковые гелинито-преколлинитовые торфы с повышенной зольностью. Например, в Анаклийском месторождении на контакте с урезом воды р. Мухуржинки, в Пичорском месторождении на левом торфяном берегу р. Пичоры.

Разрезы новочерноморского цикла осадконакопления в зоне центральных частей торфяных болот в районе наибольшего прогибания Потийской впадины отличаются как по строению, так и по фациальному составу от наблюдаемых на ее бортах – северном и южном. Здесь они всюду принадлежат к аллювиально-болотному травяно- или травяно-мохово-торфоносному типам цикла (см. фиг. 2, *б* и фиг. 3. скв. 406, 957). Он четко прослеживается на площади от Чурийского до Имнатского месторождений, включая Палиастомское, где сменяется аллювиально-болотно-лагунным травяно-торфоносным типом цикла, приуроченным к осадкам озера-лагуны Палиастоми (см. фиг. 3, скв. 946–414). Отличительными особенностями обоих указанных фациальных типов цикла центральных участков торфяных болот по сравнению с аллювиально-болотным древесно-торфоносным типом их окраин являются: простое строение торфяного пласта, состоящего преимущественно из травяных торфов, иногда с участием мохово-травяных и моховых, укороченный набор генетических типов и фаций за счет выпадения из его парагенеза осадков фаций ОЗД, АПЗ и резкого сокращения слоев почвенных образований. Исследования показывают, что на всей площади распространения в основании того и другого типов цикла прослеживаются мелко-, средне-, иногда крупнозернистые пески фации АРП. Вверх по разрезу единая толща пойменных отложений мощностью от 0,5 до 6,5 м в обоих типах построена в основном из чередования крупно- и мелкозернистых алевритов, их переслаивания и реже глин, в целом характеризующих смену фаций то преобладающей прирусловой (АПП), то внутренней (АПВ) пойм при редком участии фаций озер на пойме и стариц. В наиболее полно выраженных разрезах мощность слоев отдельных пойменных осадков колеблется в широких пределах (0,25–2,5 м) при достаточной выдержанности слоев на километры и первые десятки километров. Осадки единичных пойменных и старичных озер имеют мощность до 1 м. Они выклиниваются линзообразно в пределах первого километра. Верхняя часть пойменных отложений в обоих вышеупомянутых типах цикла на площади распространения каждого из них почти всюду, за редким исключением, переработана болотной растительностью в травяную почву и подпочву (фация ПДТ), мощность которой не превышает 0,5 м. За почвой следует торфяной пласт. Он не прерывается внедрением слоев минеральных осадков различных фаций, как это наблюдалось в циклах окраин торфяных болот, а состоит из низкозоль-

ного торфа одного генетического типа (например, осоково-тростникового гелинито-преколлинитового), являясь таким образом однородным (см. фиг. 2, *а*), либо в других случаях комплексным (см. фиг. 2, *б*) [20], состоящим из разных генетических типов торфов, каждый из которых образует более или менее выдержанные горизонты. Так, например, в скв. 13 на центральном участке торфяного болота Имнатского месторождения торфяной пласт мощностью 10,5 состоит из четырех горизонтов (снизу вверх): 1) с древесными и травяно-древесными гелинито-преколлинитовыми генетическими типами торфов; 2) осоково-тростниковый с участием корневищно-осокового гелинито-телинитового; 3) молиниево-сфагновый гелинито-посттелинитовый; 4) сфагновый (имбрикатум), образующий возвышающийся над уровнем торфяного болота купол в 3,0–5,5 м. По данным М.И. Нейштадта и Н.А. Хотинского [15], горизонт сфагнового торфа соответствует появлению фазы бука и граба в спорово-пыльцевом спектре этого пласта, что в сопоставлении с климатическими периодами Блитта–Сернандера отвечает началу субатлантического периода в интервале времени 2060 ± 150 (ГИН-1993) или 2100 ± 150 (Мо-251).

Торфяные пласты центральных частей большинства месторождений имеют близкую мощность – от 5,5 до 6,5 и 7,0 м, возрастая иногда до 8,5–9,75 (фиг. 4, скв. 901) и 10,5–12,0 м (см. фиг. 2, *б*) на юге Набадского и в Имнатском месторождениях или уменьшаясь до 0,75–3,2 м в типе цикла района оз. Палиастоми (см. фиг. 3, скв. 405–415), при этом начало торфонакопления, как показывают абсолютные датировки, было довольно близким в пределах 5,000–6,000 лет назад редко более, что соответствует времени наступления атлантического периода (по Блитту–Сернандеру). Уменьшение мощности палиастомского торфяного пласта с 5,9 до 0,75–3,2 м обусловлено (см. фиг. 3) прекращением торфонакопления на этом участке бывшего травяного болота в интервале радиоуглеродных датировок 3930 ± 200 (ГИН-1234) и 4580 ± 50 (ГИН-1994) лет назад и возникновением здесь в начале залива, имевшего связь с трансгрессирующим Черным морем в новочерноморское время, а затем и лагуны. Это подтверждается почти повсеместным залеганием в кровле торфяного пласта серо-бурых и шоколадных гумусово-сапропелевых алевритов, реже глины с диатомовыми водорослями солоноватоводно-морского комплекса фации застойных участков заливов (МПЗ), которые, судя по составу диатомовых водорослей, были осолонены. За ними вверх по разрезу следуют существенно сапропелевые алевритоглинистые осадки, обогащенные пресноводными диатомовыми водорослями наряду с присутствием в них солоноватоводно-морских форм и морской фауны, относящихся к фации отшнуровавшейся от моря лагуны (МПЛ), при этом достаточно опресненной, на что указывает сильный расцвет пресноводных диатомей. Верх разреза цикла слагается гумусово-сапропелевыми осадками того же гранулометрического состава, но содержащих обилие солноватоводно-морских диатомовых водорослей, морской макро- и микрофауны (фораминиферы), подчеркивающих этап осолонения ранее образовавшейся лагуны. Таким образом, в истории существования озера-лагуны Палиастоми чередовались этапы то более осолоненной, то более опресненной среды условий седиментации. На крайнем западе (см. фиг. 3, скв. 959) торфяной пласт в разрезе аллювиально-болотно-прибрежно-морского травяно-торфоносного цикла перекрывается мелко- и среднезернистыми песками подвижного мелководья лагуны (фация МПП), являющимися западным продолжением сапропелевых алевритов и глин фации застойных участков заливов и лагун (МПЗ и МПЛ). Как видно из изложенного, только в аллювиально-лагунном и аллювиально-прибрежно-морском травяно-торфоносном типах цикла Палиастомского месторождения торфяной пласт захоронен под прибрежно-морские осадки, которые распространились на площади наиболее прогнутой части Потийской впадины со времени около 4000 лет назад. На остальной территории центральных частей торфяных болот, где развит аллювиально-болотный травяно-торфоносный тип цикла, во всей истории его существования торфонакопление в принципе не преры-



Фиг. 4. Строение торфоносной толщи новочерноморского цикла в участке миграции русла р. Риони

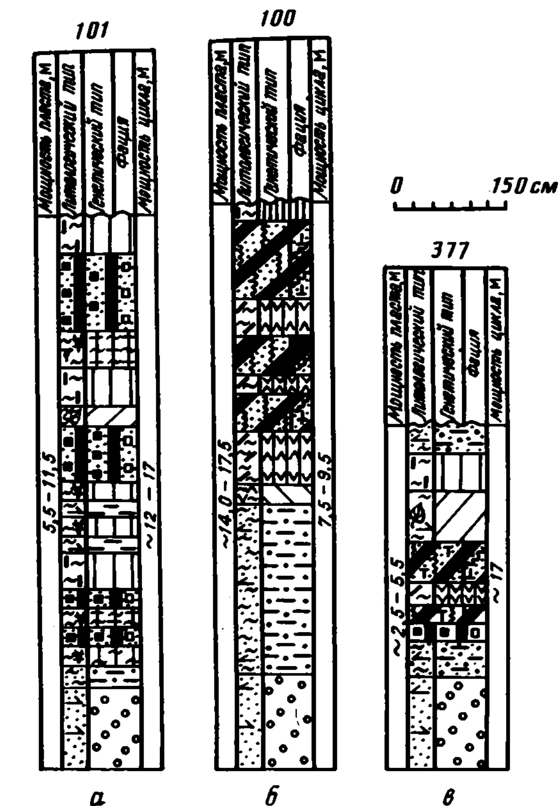
Литологические типы осадков: *1–3* – песок соответственно крупно-, средне- и мелкозернистый; *4–5* – алеврит соответственно крупно- (супесь) и мелкозернистый (суглинок); *6* – глина; *7* – переслаивание алевритов и песка; *8* – переслаивание алевритов и глин. *Включения:* *9* – раковины моллюсков (*а* – целая, *б* – детрит); *10* – раковины фораминифер (*а* – целая, *б* – детрит); *11* – диатомовые водоросли – солоновато- (*а* – мало, *б* – обильно) и пресноводные (*в* – мало, *г* – обильно); *12* – почвенные микроагрегаты (*а*) и корневые остатки (*б*); *13–15* – фрагменты соответственно листьев, древесных и травяных тканей; *16–17* – аттрит: соответственно древесный и травяной; *18* – гидроокислы железа. *Фации осадконакопления:* *19* – гравийно-песчаных осадков приустьевых частей рек и прилегающих к ним участков русел равнинных рек (низовьев рек) – АРП; *20* – песчано-алевритовых осадков прирусловых частей поймы – АПП; *21* – песчано-алевритоглинистых осадков внутренних частей поймы – АПВ; *22* – алевритоглинистых осадков озерных водоемов залесенных частей поймы – АПЗ; *23* – глинистых осадков открытых озерных водоемов луговых частей поймы – АПО; *24* – алевритоглинистых осадков стариц – АПС; *25* – алевритоглинистых осадков зарастающих озерных водоемов заиливающихся древесных торфяных болот – ОЗД; *26* – алевритоглинистых осадков зарастающих озерных водоемов и заиливающихся травяных торфяных болот – ОЗТ; *27* – алевритоглинистых осадков заболоченных залесенных участков речных долин – ПДД; *28* – глинистых осадков заболоченных луговых участков речных

валось, оно продолжается и в современную эпоху. Однако исследования показывают, что там, где центральные части торфяных болот дренируются реками, обнаруживаются факты не только эрозионного перекрытия русловыми песками торфяных болот, но и изменение характерного строения и состава типа цикла или его смена другим типом. Ярким примером этому являются некоторые участки центральных частей торфяных болот Потийского, Набадского и Пичорского месторождений. Здесь особенности строения разрезов новочерноморского цикла закономерно обусловлены широким площадным распространением, миграцией и длительным накоплением отложений р. Риони и ее притоков. Поэтому там, где должны были бы формироваться аллювиально-болотные травяно-торфоносные типы цикла, накапливались осадки аллювиального типа цикла (см. фиг. 1, скв. 1М, С-7а, 221). В результате торфяные болота на различных этапах своего существования обрели фрагментарный характер (см. фиг. 1, скв. 12 и фиг. 4, скв. 106).

На профиле X–X′ (фиг. 1) и ряде других, которые здесь не приводятся, четко видно расширение пределов распространения разрезов с аллювиальным типом цикла и одновременно резкое передвижение на юге Набадского месторождения границ торфяного болота в западном направлении, а в связи с этим и перемещение его окраин в этом же направлении. В результате разрезы юга центральных частей торфяного болота этого месторождения приобретают характер аллювиально-болотного древесно-торфоносного типа цикла (см. фиг. 4, скв. 106 и фиг. 5, скв. 101), а не травяно-торфоносного, который присущ этому местоположению и который так ярко выражен чуть севернее в скв. 901 (см. фиг. 4), где отсутствовало влияние р. Риони. Смена типа цикла осадко- и торфонакопления сопровождается не только фациальным переходом травяной группы торфов в древесную, но и изменением строения пласта от простого к сложному с широким парагенезом фаций, а также в ряде случаев и его расщеплением из-за внедрения достаточно мощных алевритоглинистых слоев пойменных осадков (см. фиг. 1, скв. 12), иногда на площади переходящих в пески руслового генезиса. В скв. 52р и 5м, как это видно на профиле (см. фиг. 4), ярко выражен размыв первой трети торфяного пласта в связи с перемещением сюда русла р. Риони и замещением этой части пласта русловым средне- и мелкозернистым песком. Восточнее, в скв. 4м,

←

долин – ПДТ; *29* – песчаных осадков заболоченных луговых участков морского побережья – ПМТ; *30* – алевритоглинистых осадков застойных участков заливов морского побережья – МПЗ; *31* – алевритоглинистых осадков застойных участков лагун морского побережья – МПЛ; *32* – алевритопесчаных осадков дельт малых рек заливов и лагун морского побережья – МПР; *33* – песчаных осадков прибрежных частей заливов и лагун, примыкающих к морскому побережью – МПП; *34* – галечниково-песчаных осадков пляжей и береговых валов морского побережья – ММВ; *35* – песчаных осадков волноприбойного мелководья плоского побережья морского бассейна – МММ; *36* – песчаных осадков дельт морского бассейна – ММД. *Генетические типы торфов; 37* – корневищно-осоковый гелинито-телинитовый; *38* – сфагновый (имбрикатум) гелинито-телинитовый; *39* – ольховый гелинито-посттелинитовый; *40* – то же зольный; *41* – молиниево-сфагновый гелинито-посттелинитовый; *42* – тростниковый гелинито-посттелинитовый зольный; *43* – ольховый гелинито-преколлинитовый; *44* – то же зольный; *45* – осоково-ольховый гелинито-преколлинитовый; *46* – осоково-тростниковый гелинито-преколлинитовый; *47* – то же зольный; *48* – тростниковый гелинито-преколлинитовый зольный; *49* – торф. *Фации торфонакопления: 50* – травяных гелинито-телинитовых торфов сильно обводненных застойных низинных торфяных болот; *51* – моховых гелинито-телинитовых торфов переходных и верховых торфяных болот; *52–53* – ольховых гелинито-посттелинитовых торфов слабо обводненных застойных соответственно затопляемых и проточных сильно дренированных низинных торфяных болот; *54* – травяно-моховых гелинито-посттелинитовых торфов сильно обводненных застойных переходных торфяных болот; *55* – травяных обильно обводненных проточных низинных торфяных болот; *56–57* – ольховых гелинито-преколлинитовых торфов слабо обводненных, застойных, соответственно затопляемых и проточных, сильно дренированных низинных торфяных болот; *58* – травяно-ольховых гелинито-преколлинитовых торфов среднеобводненных, застойных, периодически дренированных низинных торфяных болот; *59–60* – травяных гелинито-преколлинитовых торфов, обильно обводненных, застойных, соответственно затопляемых и проточных низинных торфяных болот. Ширина полос в зн. 41, 42, 54, 55 – посттелинитовая структура травяного торфа уже телинитовой (зн. 37) и шире предколлинитовой (зн. 46–48, 59, 60)



Фиг. 5. Строение разрезов новочерноморского цикла в прирусловой части рек Хоби и Цивы

сохранилась лишь нижняя часть торфяного пласта, а в скв. 17г он уничтожен полностью и замещается крупно- и среднезернистым песком. Последний вверх по разрезу сменяется алевритопесчанистыми осадками поймы, комплекс которых вместе с русловым аллювием в целом севернее (на правом берегу р. Риони) закономерно фациально переходит в аллювиально-болотный древесно-торфоносный цикл со сложным строением торфяного пласта (см. фиг. 5, *а*, скв. 101).

В связи с изложенным представления А.В. Македонова и др. [10] о том, что на этом участке Набадского месторождения торфяной пласт перекрыт морскими песками (баровыми, пляжевыми), нуждаются в существенной корректировке, так как эти пески по скв. 5м далее на запад прослеживаются выдержанным горизонтом в скв. 52р, 28г, 27г. Они плохо отсортированы, содержат мало минералов тяжелой фракции, т. е. по комплексу генетических признаков являются аллювиальными, а не баровыми и пляжевыми. Имеются и другие примеры изменения строения типа цикла, а в связи с этим и строения торфяного пласта в направлении к руслам рек. В центральной части Чурийского болота, на правом берегу р. Хоби (см. фиг. 5, *в*) строение разреза близко по преобладающему парагенезу фаций к аллювиально-болотному древесно-торфоносному типу цикла, однако торфяной пласт в нем, хотя и имеет сложное строение, но в основном травяной, указывающий на его отложение поблизости к урезу воды р. Хоби. То же отмечается и на участке течения р. Цивы центральной части болота Набадского месторождения (см. фиг. 5, *б*), где торфяной пласт сплошь состоит из тростникового торфа, хотя отличается сложным строением и повышенной зольностью.

Разрезы новочерноморского цикла центральной части торфяных болот ю ж н о г о б о р т а П о т и й с к о й в п а д и н ы, сосредоточенные в районе Малтаквско-

го месторождения, по основному парагенезу фаций резко отличаются от аналогичных по местоположению в более прогнутой ее части, описанной выше, и сходны со строением разрезов аллювиально-болотного древесно-торфоносного цикла тыловых окраин торфяных болот, имея при этом и свои индивидуальные черты. Например, в его разрезах, в пойменной толще под торфяным пластом довольно широко распространены мощные слои алевритов старичного аллювия (см. фиг. 1, скв. 943, 128). Но основное отличие связано с составом и строением торфяного пласта. Наряду с преобладанием в составе пласта ольховых торфов здесь широко распространены древесно-травяные разнозольные с преколлинитовой структурой, а также обычно наиболее зольные посттелинитовые и телинитовые. Часто травяные торфы, столь характерные для центральных частей болот наиболее прогнутого участка Потийской впадины, в разрезах южного ее борта встречаются сравнительно редко. Анализ профилей показывает, что торфяной пласт здесь чаще всего характеризуется сложным, иногда очень сложным, строением (см. фиг. 1, скв. 108), обусловленным чередованием широкого спектра генетических типов и фаций осадков, в том числе и пачек торфов, имея при этом очень изменчивую мощность, которая колеблется в широких пределах (от 1,5 до 8,5 м). Таких примеров много. Отмеченные особенности строения рассмотренного типа цикла связаны здесь в основном с положением центральной части торфяного болота на приподнятом южном борту Потийской впадины, непосредственно контактирующей с отрогами Гурийского хребта, а также развитием здесь густой сети мелких болотных рек. Это в целом обусловливает сильный дренаж болота, частую смену режима торфонакопления в связи с миграцией русел и разливами рек, что обеспечивает необходимые условия взаимных переходов травяных и древесных торфов, появление минеральных слоев старичного аллювия и изменение мощности торфяного пласта. Наиболее раннее торфонакопление здесь датируется по ^{14}C 5950 ± 100 (ГИН-1085).

Разрезы новочерноморского цикла осадко- и торфонакопления в зоне центральных частей торфяных болот северного борта Потийской впадины (в основном Анаклийское м-ние) по основному парагенезу фаций в принципе сходны с разрезами аллювиально-болотного древесно-торфоносного типа цикла тыловых окраин торфяных болот. Однако торфяной пласт в них имеет почти постоянную мощность (от 5 до 6,5 м), накопление которого было начато где-то около 6000 лет назад.

Разрезы отложений прибрежно-морской окраины области торфонакопления, примыкающей к центральным частям торфяных болот, в пределах Потийской впадины сложены осадками прибрежно-морских и континентальных фаций. Это в основном мелко-, средне-, реже крупнозернистые пески, представляющие фации пляжей, береговых (ММВ) и подводных валов, кос (ММК), волно-прибойного плоского мелководья (МММ), подводных дельт (ММД) и некоторые другие, редко встречающиеся, такие, как осадки удаленных участков морского бассейна (МУМ), а также средне-, реже крупнозернистые пески приустьевых участков русел рек (АРП) и алевриты редуцированных пойм (АПП). Изредка здесь встречаются гумусово-сапропелевые глины и алевриты фаций заливов (МПЗ) и лагун (МПЛ). Обнаружены торфяные слои (мощностью от 0,2 до 1 м), погребенные чаще всего под осадками вала (см. фиг. 1, скв. 5ч, 243, 373, 396, 2ч, 223) или реже под пески русел рек. Они прослеживаются в сторону суши, переходя в различные части разреза торфяного пласта центральных участков торфяных болот, описанных выше, и выклиниваются в сторону моря. Мы детально не характеризуем особенности седиментации прибрежно-морской окраины области торфонакопления, так как это влечет обсуждение ряда насущных проблем голоцена, которые требуют специальной проработки имеющегося у нас фактического материала и серьезного освещения результатов его исследования в самостоятельной статье.

В Абхазско-Мегрельской впадине (северная часть Рионского прогиба) разрезы

зон холмистых предгорий и возвышенной наклонной равнины по своему литологическому составу в принципе сходны с охарактеризованными в Потийской впадине, где также развит валунно-галечный, галечный и песчано-алевритоглинистый голоценовый покров [2, 9, 19] в целом горно-аллювиального и частично делювиально-пролювиального генезиса.

Разрезы отложений Колхидской низменности в пределах Абхазско-Мегрельской впадины, так же как и Потийской, представлены незавершенным новочерноморским циклом осадконакопления, который здесь почти повсеместно сложен аллювиальным фациальным типом. На юге в его основании залегают русловые мелкозернистые пески с галькой, очевидно связанные с жизнью р. Ингури. Севернее, в районах бассейнов горно-равнинных рек (Окуми, Гализги, Москвы, Кодори), русловой материал основания становится грубее за счет появления в разрезах крупнозернистого песка, часто гравийного, а также галечников. Над русловым аллювием в разрезе всюду отмечается чередование слоев крупно-, реже мелкозернистых алевритов, а еще реже песка и глин, фации главным образом прирусловой поймы. Они хорошо выдерживаются на больших расстояниях, имеют мощность от 2 до 4 м, редко уменьшаясь до 0,5 м. В районе побережья от Ингури до Кодори (около 70 км) аллювиальный тип цикла местами сохраняется, образуя непосредственный берег Черного моря, но чаще всего он замещается аллювиально-болотным древесно-торфоносным типом цикла, где расположены Гагидское и Зоргатское торфяные месторождения. Основание торфяных залежей, имеющих здесь соответственно мощность 1,0–2,5 м, датируется 2857 ± 50 лет назад (ГИН-647) и 4150 ± 40 лет назад [16]. В других участках побережья Черного моря торфяной пласт в разрезе его берега отсутствует, а в парагенезе фаций наряду с алевритовыми осадками поймы особенно широко представлены осадки фации АПЗ, сапропелевых пресных озерных водоемов (ОСП) в сочетании с почвенными образованиями (ПДД) и фации ОЗД в виде глины с ольховым гелинито-посттеленитовым торфом. Нижняя часть цикла сложена мелко- и среднезернистым песком. Парагенез фаций в целом представляет аллювиально-болотный фациальный тип цикла, который выражен в разрезе побережья района г. Очамчире. На крайнем западе осадки его, частично размываясь, погружаются под воды Черного моря и становятся непосредственным дном прибрежной его части. Они прослеживаются в глубь моря на расстояние около 100–150 м, доступных для наблюдения. Наступление моря на сушу в районе Абхазско-Мегрельской впадины и размыв его берегов наблюдаются по всему побережью от Ингури до Кодори. Д.И. Маткава [12] рассчитал скорость отступления берега моря в глубь суши в течение 40 лет, которая оказалась равной 4–5 м/год. Сравнительный анализ изменения строения и состава разрезов различных типов цикла с востока на запад Колхидской низменности (в Потийской и Абхазско-Мегрельской впадинах) показывает, что разрезы последней соответствуют трем ландшафтным зонам седиментации: тыловой окраине Колхидской низменности, окраине области торфонакопления (циклы аллювиальной и аллювиально-болотный) и окраине торфяных болот (цикл аллювиально-болотный древесно-торфоносный). Таким образом, получается, что торфоносные отложения центральных частей торфяных болот (аллювиально-болотно-травяно-торфоносный цикл), так широко представленные в Потийской впадине, в Абхазско-Мегрельской на континенте отсутствуют полностью. Можно полагать, что они с частичным размывом захоронены в осадках дна Черного моря на значительном удалении от его берега, примером чему служит район г. Очамчиры.

К Кобулетской впадине приурочивается южная часть Колхидской низменности, ширина которой, как и зон, ее обрамляющих, достаточно сужена из-за близкого расположения к побережью Черного моря, а местами подступающих к урезу воды Аджаро-Триалетских гор. В связи с этим максимальная ширина Колхидской низменности с востока на запад в районах течения рек Натанеби и Чолоки достигает всего лишь 10 км [17]. К ней приурочена область торфона-

копления с Кобулетским торфяным массивом — Испани в междуречье Чолоки и Кинтриши, который тянется вдоль берега моря, отгороженного от него береговым валом высотой в 4,5—10 м.

Поскольку зоны обрамления Колхидской низменности не входят в предмет наших исследований, то подробную литологическую и фациальную характеристики их мы опускаем.

Голоценовые отложения Колхидской низменности в Кобулетской впадине имеют меняющуюся мощность от 21 до 46 м. Изученные нами продольные и поперечные профили, а также использование выводов М.Г. Твалчрелидзе [17] по этому району показывают, что основание голоцена, соответствующее древнечерноморскому времени, почти на всей площади здесь сложено в различных разрезах несортированными глинистыми алевритами с галькой, песками крупно- и мелкозернистыми, разнозернистыми с гравийными зернами и галькой размером от 2 до 4 см, гравием и реже галечниками с песчано-глинистым и песчаным цементом. Такой широкий спектр гранулометрического состава осадков с отсутствующей полностью сортировкой позволяет их отнести к грязево-каменным селевым потокам тающего ледника [1]. Эти отложения древнечерноморского времени сохранили колеблющуюся мощность в пределах от 4 до 17 м, увеличивающуюся к центральным частям впадины. Они залегают на валунно-галечных отложениях русел горных рек и их конусов выноса (фация АРГ) евксина, стратиграфически ниже которых распространены карангатские морские толщи с характерной для них морской фауной. Таким образом, если в Потийской впадине древнечерноморское время на значительной ее площади (13—15 км вглубь по центру от берега моря) представлено морскими песками, то здесь, как по нашим данным, так и по более ранним работам М.Г. Твалчрелидзе [17], оно знаменуется широким развитием только континентальных отложений. Отложения древнечерноморского времени вверх по разрезу сменяются, так же как и в Потийской впадине, осадками единого незавершенного новочерноморского цикла осадко- и торфонакопления. Мощность которого колеблется в среднем 25—34 м, а начало формирования, по приблизительным расчетам, определяется около 7000 лет назад или несколько более. Так же как и в зоне тыловых окраин Потийской впадины, в соответствующей зоне Кобулетской впадины разрезы новочерноморского цикла представлены аллювиальным фациальным типом цикла, однако аллювий в нем не равнинный, а горный. Он представлен в основании цикла валунно-галечными отложениями русел горных рек (фация АРГ), а местами конусов выноса предгорий (ППК), мощность которых в целом не постоянна. Вверх по разрезу цикла гранулометрия осадков уменьшается. На востоке этой зоны, за исключением самого юга, верхние части разреза цикла почти всюду сложены крупно- и мелкозернистыми песками с гравийными зернами и галькой, иногда крупнозернистыми алевритами с гальками русел равнинных рек (АРП). В направлении на запад, в центральной части впадины этой зоны до области торфонакопления, а также на северном ее борту до приморской полосы русловые пески и крупнозернистые алевриты фациально замещаются глинами и мелкозернистыми алевритами пойменных фаций (чаще АПВ). В районе южного борта валунно-галечные отложения конусов выноса предгорий этой части разреза на запад переходят в глины с гальками их пролювиального шлейфа. На самом юге южного борта впадины весь новочерноморский цикл сложен валунно-галечными отложениями горного аллювия р. Кинтриши вплоть до современной эпохи.

Далее на запад, где располагается область торфонакопления, приуроченная к участку наибольшего прогибания Кобулетской впадины, новочерноморский цикл осадко- и торфонакопления представлен в основном двумя фациальными типами цикла: аллювиально-болотным и главным образом аллювиально-озерно-болотным мохово-торфоносным. Оба они отличаются от аллювиального типа сложным парагенезом фаций в толще над русловым горным аллювием основания цикла, будучи в то же время с ним фациально связанным, в направлениях как на

восток, так и на север. Строение аллювиально-болотного типа цикла в принципе сходно с наблюдаемым в соответствующей зоне Потийской впадины, однако он отличается значительно более грубым гранулометрическим спектром слагающих его осадков, связанных с аллювием горных рек. Этот тип цикла слагает разрезы отложений в основании северной части области торфонакопления. В центральной и южной ее частях, где развиваются торфяные болота, он замещается аллювиально-озерно-болотным мохово-торфоносным типом цикла. В его основании залегает тот же валунно-галечный, иногда галечный аллювий русел горных рек, что и в указанных выше двух фациальных типах. Вверх по разрезу валунно-галечные отложения переходят обычно в крупнозернистый песок русел равнинных рек, а далее в их пойменные мелко- и крупнозернистые алевриты или же в последние, минуя пески. Мощность этого комплекса осадков в цикле примерно равна 5–6 м.

Еще выше на пойменных алевритах в цикле почти повсеместно фиксируется толща, мощностью от 1 до 6 м, сапропелевых озерных алевритов, местами глин, содержащих массу пресноводных диатомовых водорослей (фация ОСП), к которым только в западных разрезах подмешиваются солоноватоводные, иногда и солоноватоводно-морские их экологические виды (фации ОСС, ОСО, см. фиг. 1, скв. 381, 379, 384). Верхняя часть толщи этих осадков на большой площади переработана чаще всего в древесную почву (фация ПСД). Цикл на всей занятой им площади завершается торфяным пластом мощностью чаще всего 6–8 м, уменьшающейся к окраинам торфяного болота до 4 м. Он имеет комплексное строение, т. е. состоит из различных генетических типов торфов, принадлежащих различным фациям, образующих три отчетливых горизонта: нижний, средний и верхний. Для их характеристики кроме собственных материалов мы использовали результаты исследований В.С. Доктуровского [5]. Нижний горизонт мощностью от 0,5 до 4 м сформирован из гелинито-преколлинитового ольхового торфа, который к окраине торфяного болота оказывается зольным, иногда с пониженной степенью разложения (посттелинитовая структура торфа), а в центральной его части он нередко замещается глиной с торфом фации заиливающегося торфяного болота (ОЗД) с участием в парагенезе алевритов и глин зарастающих водоемов облесенной поймы (фация АПЗ, скв. 387), иногда слоев почв (фация ПДД, скв. 379, 381). Таким образом, нижняя часть пласта имеет всюду сложное строение. Средняя часть пласта, мощностью от 0,5 до 2 м, сложена гелинито-телинитовым травяным, преимущественно корневищно-осоковым торфом с участием в нем нередко остатков ольхи то в большем, то в меньшем количестве, а иногда и сфагнов. Торф всюду малозольный, не содержит прослоев терригенных осадков и, таким образом, горизонт имеет однородное и простое строение. Верхний горизонт, мощностью обычно 3–5,5 м, представлен гелинито-телинитовым сфагновым малозольным торфом, образующим "купола", возвышающиеся над уровнем болота почти на всей его площади, исключая отдаленные окраины. В исходном материале торфа преобладает сфагнум имбрикатум, широкое распространение которого, судя по спорово-пыльцевым диаграммам В.С. Доктуровского, относится здесь, так же как и в Имнатском болоте Потийской впадины, к суббатлантическому периоду Блитта–Сернандера. Из тех же спорово-пыльцевых диаграмм видно, что в Кобулетской впадине торфонакопление началось позже, чем в Потийской, приблизительно во второную половину атлантического периода, что датируется по абсолютному возрасту торфа в основании пласта (скв. 382) 4480 ± 200 (ГИН-1133) и (скв. 387) 5000 ± 300 лет назад (ГИН-862 г).

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Исследование разрезов голоцена Колхидской низменности методом впервые примененного здесь детального литолого-фациального анализа в сочетании с большим объемом бурового материала, появившегося за последние годы, раскрыло новые черты строения его отложений, в которых четко диагностируется незавершенный (неполный) новочерноморский цикл осадконакопления, начиная при-

мерно с 7500–7700 лет назад. Различные парагенезы фаций в составе его разрезов фиксируют фациальные типы циклов, установленное закономерное размещение которых в латеральных направлениях расчленяет отложения Колхидской низменности на седиментационные зоны: тыловой окраины Колхидской низменности, окраины области торфонакопления, окраины торфяных болот, центральных частей торфяных болот, их прибортовых участков во впадинах, прибрежной окраины области торфонакопления. Мощная толща (до 10 м) руслового и следующего за ним вверх по разрезу пойменного аллювия нижней половины фациальных типов цикла в этих седиментационных зонах, покрывая эрозионно сплошным плащом нижележащие древнечерноморские пески и алевриты в области торфонакопления, является одновременно ложем развития торфяных болот и сформировавшегося в них мощного (до 12 м) торфяного пласта. Это дает право утверждать, что торфонакоплению в Колхидской низменности предшествовали осадки континентального генезиса вопреки сложившемуся общему мнению исследователей [4, 10, 14, 15, 19], считающих их лагунно-морскими, лагунными, озерно-лагунными, баровыми, дельтово-баровыми, иногда пляжевыми. В монографической работе последних лет Ч.П. Джанелидзе, пишет: "Изучая стратиграфию прибрежных торфяников и развивающихся под ними морских отложений, мы пришли к выводу, что торфяные болота в основном образовались на месте древнечерноморских лагун в результате постепенного зарастания последних" [4, с. 96]; или "под горизонтом торфа (район оз. Палиастоми. – *Л.Б.*) развиты прибрежно-морские пески с включениями древнечерноморской фауны" [4, с. 46]. Д.В. Церетели указывает, что "у подошвы торфа (район оз. Палиастоми) обнажаются серо-зеленые глины и илистые пески озерно-лагунного происхождения" [19, с. 401]. Подстилающие торфяник пески в Набадском месторождении А.В. Македонов и Т.А. Ишина [10] относят к дельтово-баровым, иногда пляжевым, а глины и алевриты считают подводно-лагунно-дельтовыми [10]. М.И. Нейштад и Н.А. Хотинский [15] при анализе спорово-пыльцевых диаграмм илы под торфяным пластом (Имнатское месторождение. – *Л.Б.*) принимают за отложения лагунной стадии.

2. Конкретизируя далее литолого-фациальный состав континентальных отложений, непосредственно подстилающих торфяной пласт, констатируется факт, что в Потийской впадине это в основном пойменные алевриты, а в Кобулетской впадине главным образом – глины с массой пресноводных диатомей фации пресных сапропелевых озер среди нижележащих пойменных алевритов, выходящих под торфяной пласт лишь на самом ее юге. Следовательно, в пределах области торфонакопления Колхидской низменности четко обособляются два основных типа парагенеза осадков, сфокусированных непосредственно под торфяным пластом: "пойменный", характерный для более северной половины Колхидской низменности, и "озерный", приуроченный к ее южной половине. Это, в частности, позволяет считать представление М.Г. Твалчрелидзе [17] о том, что торфяной пласт в Кобулетской впадине подстилается осадками прибрежного мелководья морского бассейна, неверным. Что касается непосредственной подторфяной толщи в Абхазско-Мегрельской впадине, то полных данных нет, так как основная часть области торфонакопления здесь погружена под осадки трансгрессирующего Черного моря, как это выяснилось при обработке изложенного выше фактического материала.

3. Исследования показали, что смена зон седиментации в Колхидской низменности от ее тыловой окраины в направлении на запад сопровождается ярким изменением парагенеза фаций верхней половины новочерноморского цикла осадконакопления от типично аллювиального к болотному и болотно-торфоносному, изменением строения торфяного пласта от сложного к простому, неуклонным увеличением его мощности к центру торфяного болота с одновременной заменой древесной генетической группы торфов на травяную с "куполами" моховой в наиболее прогнутой части Потийской и Кобулетской впадин.

4. Однако эти естественно развитые закономерные связи в участках расчленения любой из седиментационных зон низовьями транзитных рек, впадающих в Черное море, зримо нарушаются. Это проявляется в частичном или полном размыве торфяного пласта, изменении его характерного для данной "законной" зоны строения, мощности, слагающей генетической группы торфа, латеральном смещении самих седиментационных зон в пределах области торфонакопления, сопровождавшихся иногда фациальными перерывами формирования торфяного пласта. В морфологическом плане крупные транзитные реки разделяют торфяной пласт на отдельные линзы, приуроченные к межрусловым пространствам, образующим торфяные месторождения вдоль побережья Черного моря.

5. Выявленные закономерности в седиментогенезе Колхидской низменности представляют в новом аспекте эволюцию осадконакопления последнего этапа истории Земли – голоцена в исследуемом районе и одновременно характеризуют модель современного торфонакопления дельтового типа в условиях межгорного Рионского прогиба, открытого к морю. Они также раскрывают пути рациональных способов добычи торфа и определения хозяйственного его значения.

Список литературы

1. *Ботвинкина Л.И.* Слоистость осадочных пород // Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 59. С. 542.
2. *Вахания Е.К.* Геологическое строение Колхидской низменности (в связи с нефтегазоносностью) // Тр. ВНИГНИ (груз. отд-е). 1973. Вып. 151. 306 с.
3. *Гамкрелидзе П.Д.* Тектоника Колхидской низменности // Геология СССР. Т. 8. М.: Недра, 1964. С. 327–338.
4. *Джанелидзе Ч.П.* Палеогеография Грузии в голоцене. Тбилиси: 1980. Мецниереба, 1980. 159 с.
5. *Доктуровский В.С.* Материалы по изучению торфяников Закавказья // Почвоведение. 1936. № 2. С. 180–201.
6. *Думитрашко Н.В.* Кавказ // Горные страны европейской части СССР и Кавказ. М.: Наука, 1974, С. 90–226.
7. *Жемчужников Ю.А.* Угленосная толща и методика ее изучения // Зап. ЛГИ. 1951. № 25. Вып. 2. С. 23–46.
8. *Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И. и др.* Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Ч. II. Вып. 15. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 340 с.
9. *Лалиев А.Г.* К вопросу о геотектонической природе и истории геологического развития Колхидской низменности // Тр. ГИН АН СССР. 1957. Т. X. (XV). 127 с.
10. *Македонов А.В., Ишина Т.А.* Колхидская низменность // Основные закономерности строения и образования угленосных формаций и методы прогноза угленосности. Л.: Недра, 1986. 251 с.
11. *Мамаладзе Д.И.* Морской плейстоцен Колхиды. Тбилиси: Мецниереба, 1975. 182 с.
12. *Маткава Д.И.* Размыв берегов Северной Колхиды // Сообщ. АН ГССР. 1976. Т. 2. № 1. С. 5–9.
13. *Милановский Е.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 326 с.
14. *Моцерелия А.В.* Преобразование Колхиды. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 85 с.
15. *Нейштадт М.И., Хотинский Н.А., Девиц А.Л., Маркова Н.Г.* Имнатское болото (Грузинская ССР) // Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.: Наука, 1965. С. 105–112.
16. *Слука В.П.* Палинологические и литолого-фациальные исследования голоценовых торфяных отложений Колхидской низменности // Палинология голоцена и маринопалинология. М.: Наука, 1973. С. 53–57.
17. *Твалчрелидзе М.Г.* Литология современных осадков юго-восточного побережья Черного моря: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Тбилиси: ГИН АН ГССР, 1987. 122 с.
18. *Тимофеев П.П.* Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири // Тр. ГИН АН СССР. 1969. Вып. 197. 390 с.
19. *Церетели Д.В.* Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1966. 444 с.
20. *Яблоков В.С., Боголюбова Л.И., Нефедьева Л.П.* Строение угольных пластов и типы углей ерунаковской свиты Кузбасса // Тр. ГИН АН СССР. 1951. Вып. 136. № 3. 103 с.

Геологический институт
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
25.X.1988

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 5, 1989

УДК 553.492 (450.5)

© Бывшев А.А., Антоненко Л.А.

РОЛЬ ПОДСТИЛАЮЩЕГО КОМПЛЕКСА В ФОРМИРОВАНИИ ЗАЛЕЖЕЙ БОКСИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Рассмотрены вопросы взаимоотношения пород бокситоносной орловской свиты верхнего франа с подстилающим комплексом на Южном Урале. Охарактеризованы условия формирования и развития последнего. Наибольшее внимание уделено литолого-фациальным особенностям известняков самсоновской свиты верхнего франа, залегающих в основании залежей бокситов ЮУБРа. Установлена пространственная приуроченность фациальных зон бокситоносной орловской свиты к определенным фациальным зонам подстилающих известняков. Выявлена карстово-эрозионная природа предбокситового рельефа, необходимым условием формирования которого являются пологие палеоподнятия.

На западном склоне Южного Урала выделяются области развития позднефранского (орловского) континентального перерыва, с которым связаны процессы бокситообразования, и области с непрерывным разрезом верхнефранских отложений (фиг. 1). Позднефранский континентальный перерыв был развит в пределах сводовых поднятий Чусовской зоны западного склона Урала (область мелководного шельфа), в то время как Сергинская подзона (область барьерного рифа), Михайловская подзона (глубокий шельф) Бельско-Елецкой зоны, а также значительная часть Чусовской зоны представляли собой области непрерывного осадконакопления [4].

Обширная область палеосуши орловского времени, включающая район ЮУБРа (около 150 км в широтном направлении), располагалась на севере Южного Урала, в пределах периферийных поднятий Башкирской системы сводов. Суша, связанная с Нугушским поднятием, занимает гораздо меньшую территорию, (предположительно 40 км в поперечнике).

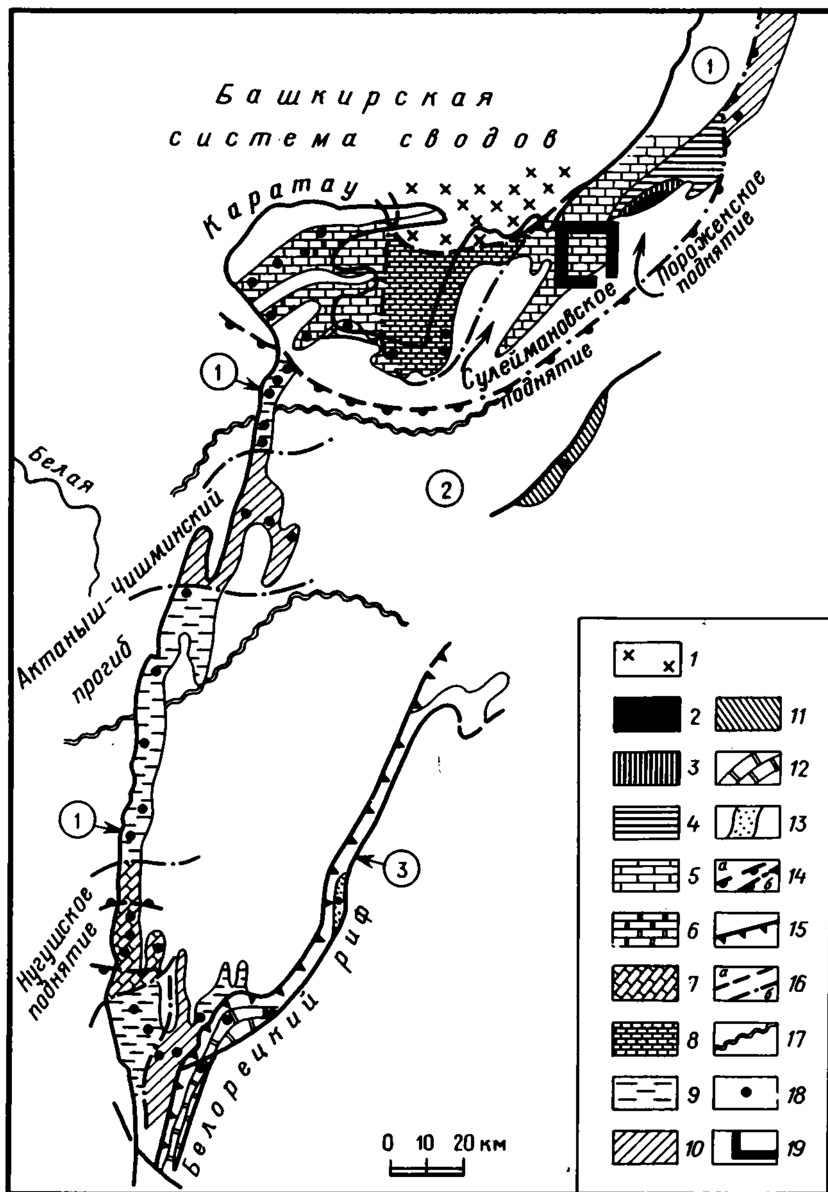
Влияние рельефа подошвы, состава подстилающего комплекса на качество бокситов, мощность и фациальный состав бокситоносных горизонтов отмечались ранее для палеогеновых бокситов Казахстана [7] и девонских бокситов Северного Урала [5].

В предлагаемой статье сделана попытка установления подобных зависимостей для бокситов Южноуральских рудников (ЮУБР).

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОДСТИЛАЮЩЕГО КОМПЛЕКСА

В пределах Башкирской палеосуши в основании бокситоносной орловской свиты развиты докембрийские, верхнеживетские и нижнефранские породы, а также верхнефранские отложения самсоновской и мендымской свит. Распределение и смена разновозрастных пород в основании орловской свиты во многом определены локальными палеоструктурами.

Докембрийские отложения подстилают орловскую свиту в центральных частях Башкирского поднятия и подсечены редкими скважинами к



Фиг. 1. Литолого-фациальная карта подошвы орловской бокситоносной свиты (на современной основе)

1 – докембрийские отложения; *2–4* – верхнеживетские и нижнефранские отложения (свиты: *2* – чеславская, *3* – саргаевская, *4* – доманиковая): *5–9* – Чусовская зона (*5* – известняки самсоновской свиты, *6* – то же, рифогенные, *7* – кремнисто-карбонатные отложения (нижняя часть) и светлые слоистые известняки (верхняя часть) самсоновской свиты, *8* – известняки серые слоистые мендымской свиты, *9* – известняки серые слоистые, участками глинистые и битуминозные мендымской свиты); *10–11* – Михайловская подзона Бельско-Елецкой зоны (*10* – известняки темно-серые битуминозные, сланцы кремнисто-глинистые мендымской и мантикоцеровой свит, *11* – сланцы кремнисто-глинистые, аргиллиты и известняки глинистые темно-серые мендымской свиты); *12–13* – Сергинская подзона Бельско-Елецкой зоны (*12* – известняки серые слоистые, *13* – известняки светлые тонкослоистые, сокращенной мощности); *14–17* – границы: *14* – области развития орловского континентального перерыва (*а*), на участке совпадения ее с границей Чусовской и Бельско-Елецкой зон (*б*), *15* – Сергинской подзоны (по надвигу), *16* – между разновозрастными отложениями (*а*), литолого-фациальные в пределах зоны *Manticoceras intumenscens* Beyr (*б*), *17* – Актаныш-Чишминского прогиба Русской платформы; *18* – опорные разрезы (кроме ЮУБРа); *19* – район ЮУБРа (см. фиг. 2). Цифрами в кружках обозначены: 1 – Чусовская зона; 2–3 – Бельско-Елецкая зона (2 – Михайловская подзона, 3 – Сергинская подзона)

востоку от Каратау и северу от Сулеймановской брахиантиклинали (см. фиг. 1). Они представлены в основном сланцами, алевролитами и песчаниками ашинской свиты венда, реже – более древними доломитами, известняками, алевролитами, песчаниками каратауской серии верхнего рифея.

Верхнеживётские и нижнефранские отложения (чеславская и саргаевская свиты) подстилают орловскую свиту на восточной окраине Чусовской зоны на северо-западном и северном крыльях Пороженской брахиантиклинали.

Верхнеживетские (чеславские) отложения представлены серыми слоистыми органогенными известняками, нижнефранские (саргаевские) – серыми глинистыми полосчатыми известняками и доломитами.

Нижнефранские отложения (доманиковая свита) окаймляют широкой полосой с запада, севера и востока выходы отложений чеславской и саргаевской свит, представленных темно-серыми, глинистыми и битуминозными, известняками, глинистыми сланцами.

Верхнефранские отложения самсоновской и мендымской свит. Отложения самсоновской свиты развиты на территории ЮУБРа и его флангов: на восточном крыле Сулеймановской и на юго-западном крыле Пороженской брахиантиклиналей, в Улуирской синклинали, а также в районе Каратау. Самсоновская свита представлена плотными светлыми тонкокристаллическими и перекристаллизованными органогенно-обломочными известняками. Последние развиты в средней части свиты на западе территории, в районе Каратау.

Отложения мендымской свиты развиты к западу от Сулеймановской брахиантиклинали. Это единственное место на Южном Урале, где кровля мендымской свиты была развита во время орловского континентального перерыва. Мендымская свита представлена здесь серыми, реже светло- и темно-серыми органогенно-обломочными известняками, образовавшимися в условиях полуизолированного морского бассейна (лагуны). К западу и востоку мендымские известняки фациально замещаются самсоновскими.

Самсоновская свита в районе ЮУБРа представлена плотными светло-серыми, серыми, розовато-серыми массивными тонкокристаллическими и афанитовыми органогенно-обломочными известняками. Они занимают небольшую территорию (25 х 10 км), макроскопически довольно однородны, так как большей частью перекристаллизованы, поэтому попытки разделить их по распространенным у нас классификациям на литологические типы и тем более выделить по ним фациальные зоны оказались безуспешными. Для решения этих задач нами была применена методика Дж.Л. Уилсона [13]. Современные, так называемые энергетические, классификации известняков американских геологов, рекомендуемые также в справочнике [10], основаны преимущественно на количестве первоначального илистого карбонатного вещества (микрита) и на типах зерен. Считается, что для определения условий циркуляции вод оценка содержания известковистого илистого вещества-заполнителя более важна, чем размеры и формы зерен. Дж.Л. Уилсоном выделено 20 микрофаций, по преимущественному распространению которых определены типы фациальных обстановок от барьерного рифа до лагунных и прибрежных обстановок.

Литологические разновидности (микрофации) изученных нами известняков даны в порядке наибольшей представительности и площадного распространения. По микрофациям выделяется принадлежность к определенным фациальным поясам.

1. *Биомикриты, биокластовые вакстоуны* [1] или микрокристаллические органогенно-обломочные известняки встречаются наиболее часто и составляют примерно 60% рассмотренных типов известняков. В основном они приурочены к юго-восточному крылу Улуирской синклинали. Характерно постоянное наличие обломков

[1] Здесь и далее терминология дана по Дж. Уилсону [13].

фауны, перемешанных роющими организмами, заключенных в микритовый (< 0,005 мм) заполнитель. Сортировка обломков слабая или вообще не наблюдается. По процентному соотношению обломков и цемента выделяются ненасыщенные (< 50% обломков) и насыщенные (> 50% обломков) биомикриты. По размеру обломков выделяются крупно- (1–3 мм) и мелкодетритовые (0,1–1 мм) разновидности. Мелкий детрит (< 0,1 мм) присутствует в обоих разновидностях. Органический детрит представлен обломками и целыми раковинами брахиопод (атрипид), криноидей, гастропод, тентакулит, остракод, водорослей, мшанок, фораминифер. На северо-востоке района в насыщенном биомикрите обнаружены полуокатанные зерна кварца (до 5%) размером до 0,1 мм. Такие известняки отлагаются в мелководных неритовых условиях с активным и слабым движением воды и свободным водообменом.

2. *Биомикроспариты, биоспариты* – лито-биокластические, пелоидные или органогенно-обломочные известняки со спаритовым (0,2 мм) или микроспаритовым (0,005–0,02 мм) цементом (25% от всех типов известняков). Они развиты в основном в Кукшикской бокситоносной полосе (фиг. 2). Выделяются микроспаритовые разности с отдельными органическими остатками без литокластов и пеллитов, а также разности, насыщенные в различной степени органическими остатками.

Широко развиты лито-биокластические и пелоидные спариты и микроспариты (интраспариты). Основная масса состоит из мелких (0,2–0,3 мм) слабоокатанных и угловатых литокластов и обломков криноидей, остракод, семенных камер водорослей и пеллетов, заключенных в спаритовую и микроспаритовую мелкокристаллическую (до 0,05 мм) кальцитовую массу. Практически вокруг каждого обломка наблюдается оторочка в 0,1 мм, выполненная кристаллами кальцита; иногда кристаллы цемента имеют центростремительную ориентировку. Состав органического детрита аналогичен таковому в биомикритах. Накопление пород, по мнению Дж. Уилсона [13], происходило в условиях высокой гидродинамики постоянного действия волн, вблизи базиса их действия, и пелитовая илистая масса была вымыта. Встречаются также слабоотмытые лито-биокластические пелспариты, в цементе которых частично присутствует микритовая масса. Эти породы представляют собой переходную разность между породами двух описанных выше микрофаций.

3. *Водорослевые строматолитовые микрозернистые известняки.* Встречаемость их невелика (5–10%), развиты они преимущественно в районе осевой части Улуирской синклинали и ее северо-западного крыла. Слойки нарастают плотно; более тонкозернистый кальцит чаще образуется на более высоко расположенных участках, что приводит к формированию слоистости, не подчиняющейся силе тяжести. По Дж. Л. Уилсону [13], такая строматолитовая текстура наиболее типична для приливно-отливной зоны.

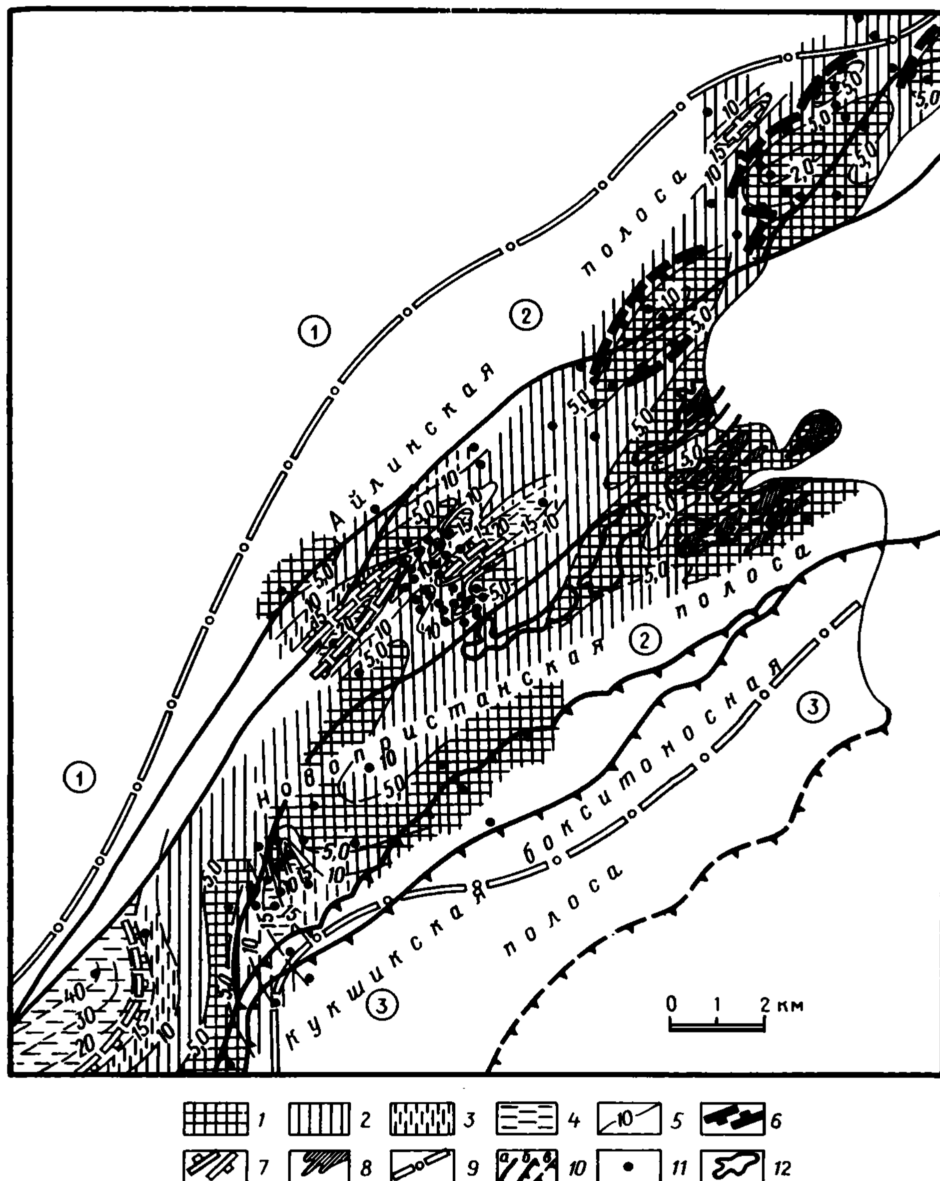
По преимущественному площадному развитию описанных выше микрофаций известняков самсоновской свиты на территории ЮУБРа и его флангов выявлена определенная фациальная зональность (фациальные полосы). Устанавливаются три зоны (типа) морских фациальных обстановок – с запада на восток, от береговой линии самсоновского времени (см. фиг. 2):

1) мелководная прибрежная зона со следами приливно-отливной деятельности;

2) мелководная неритовая зона с активным и слабым движением и свободным водообменом;

3) мелководная зона с высокой гидродинамикой – обстановка отмели волновой зоны.

Выделенные зоны простираются в северо-восточном направлении, и границы их параллельны границе мелководного и глубокого шельфа Чусовской зоны и Михайловской подзоны Бельско-Елецкой зоны. Приведенные данные подтверждают установленную [3] региональную обстановку начала позднего франа на этой территории и полнее дифференцируют фациальную зональность. Карбонатное тело сам-



Фиг. 2. Карта изопахит самсоновской свиты с элементами фациальной зональности (на палинспастической основе)

1–4 – мощности известняков самсоновской свиты, м: *1* – 5, *2* – 5–10, *3* – 10–15, *4* – > 15, *5* – изопахиты в метрах; *6* – границы благоприятных для бокситонакопления участков с мощностями известняков менее 4–5 м; *7* – границы неблагоприятных для бокситонакопления участков с мощностями известняков более 18–20 м; *8* – выходы доманиковых отложений в основании орловской свиты; *9* – границы фациальных зон; *10* – основные разрывные нарушения (*а* – сбросы и сдвиги, взбросы, *б* – надвиги, *в* – надвиговая граница Кукшикских аллохтонных пластин при палинспастической реконструкции); *11* – точки отсчета изопахит (скважины, вскрывшие самсоновскую свиту на полную мощность); *12* – участки развития красных бокситов повышенной мощности. Цифры в кружках – зоны (типы) фациальных обстановок накопления известняков (по микрофациям): 1 – мелководная прибрежная со следами приливно-отливной деятельности, 2 – мелководная неритовая с активным и слабым движением воды и свободным водообменом, 3 – мелководная с высокой гидродинамикой – обстановка отмели волновой зоны

соновских известняков в рассматриваемых пределах с приведенной фациальной зональностью должно было иметь достаточно выдержанную по латерали и в направлении от берега (с запада на восток) мощность. Вероятнее всего предположить некоторое увеличение мощности в зоне высокой гидродинамики: здесь могли возникать карбонатные постройки в непосредственной близости от зоны перехода мелководного шельфа в глубокий.

Известняки мендымской свиты с размытой кровлей были изучены по 40 прозрачным шлифам образцов, отобранных в районе западного крыла Сулеймановской брахиантиклинали. Выделено несколько разновидностей известняков без закономерностей площадного распространения.

4. *Лито-биокластический грубодетритовый пелоидальный биомикрит-биомикроспарит* (или зарифовый кальцисферовый вакстоун). Сферические образования (кальцисферы), являющиеся, вероятно, семенными камерами водорослей, присутствуют во многих изученных разновидностях мендымских известняков, свидетельствуя об обстановке лагун.

Встречаются разновидности с органогенным детритом ограниченного видового состава, например остракодовые микроспариты и гастроподовые микриты. Отсутствие других органических остатков в этих образцах свидетельствует об образовании отложений в условиях зарифового, лагунного пространства.

Пелоиды встречаются практически во всех разновидностях. Имеются и пелспариты, полностью образованные пеллетовыми скоплениями. Это свидетельствует об активной переработке известковистого осадка илоедами, что возможно в спокойных мелких водоемах.

Таким образом, накопление всех рассмотренных разновидностей известняков мендымской свиты происходило в мелководных условиях полуизолированной лагуны в тылу самсоновских карбонатных построек. Область распространения мендымских известняков можно, следовательно, рассматривать как лагуну начала позднего франа. В мендымской свите встречаются водорослевые строматолитовые известняки с антигравитационной слоистостью, аналогичные описанным в самсоновской свите, что свидетельствует о сходных условиях образования тех и других в прибрежно-морской приливно-отливной зоне.

Известняки мендымской свиты, развитые в Михайловской подзоне, где отсутствуют следы орловского континентального перерыва, представляют собой относительно глубоководные морские отложения и во многом сходны с известняками подстилающего их доманика. Они большей частью глинистые, микритовые, содержат органические остатки широкого видового диапазона. Мендымскую свиту слагают здесь также аргиллиты и глинисто-кремнистые сланцы. Таким образом, в Михайловской подзоне отложения мендымской свиты накапливались в условиях, существенно отличавшихся от существовавших на западном крыле Сулеймановской брахиантиклинали.

Условия образования мендымско-самсоновских известняков на остальной территории Южного Урала рассмотрены ниже.

В области Нугушского поднятия мендымский горизонт имеет двучленное строение: нижняя часть представлена депрессионными темными глинисто-карбонатными отложениями, сходными с отложениями доманика, а верхняя – светло-серыми органогенно-обломочными известняками.

В областях развития непрерывного разреза верхнего франа также наблюдается определенная литолого-фациальная зональность мендымско-самсоновских отложений [6, 12].

На западном крыле Башкирского антиклинория в Чусовской зоне между Башкирской и Нугушской палеосушами на верхнефранском уровне практически повсеместно выделяются серые и темно-серые слоистые, участками битуминозные известняки мендымской свиты. Эта область являлась в начале позднего франа наиболее пониженной частью мелководного Чусовского шельфа.

В центральной части полосы развития мендымских отложений, выделяемой

в современной структуре на западном крыле Башкирского антиклинория, на широте Актаныш-Чишминского прогиба Камско-Кинельской системы Русской платформы [9] развит возрастной аналог мендымской свиты – мантикоцеровая свита [6]. Последняя представлена глубоководными темно-серыми и серыми битуминозными известняками и мергелями с прослоями кремнисто-глинистых сланцев. Наличие этих глубоководных отложений в поперечной уральским зонам субширотной структуре свидетельствует о том, что в позднем фране происходило смыкание глубоководных прогибов Камско-Кинельской системы с глубоким шельфом Урала (Михайловской подзоной Бельско-Елецкой зоны).

Мендымская свита, развитая в Михайловской подзоне, представлена глубоководными темно-серыми глинистыми известняками, переслаивающимися с темно-серыми и черными аргиллитами, алевролитами, глинисто-кремнистыми (иногда с радиоляриями) сланцами, которые сохранились в современной структуре к северо-востоку от Пороженской брахиантиклинали и в Юрюзанской синклинали.

В Сергинской подзоне на Южном Урале в районе Белорецко-Тирлянского сегмента, где также не было позднефранского орловского перерыва, возрастными аналогами самсоновской и мендымской свит являются светло-серые и серые слоистые известняки, связанные постепенными переходами с подстилающими и перекрывающими породами. К востоку от области развития этих известняков наблюдаются светлые, почти белые, ритмично переслаивающиеся тонкослоистые известняки, образовавшиеся на восточном склоне Белорецкого рифа, обращенном в сторону континентального склона.

Таким образом, карбонатное тело самсоновского типа с размытой во время орловского перерыва кровлей, развитое на юго-восточной периферии Башкирского свода, является единственным бокситоносным объектом на Южном Урале. Оно находится в восточной части мелководного шельфа, ограничено с одной стороны относительно глубоководными (мендымскими, доманикового типа) отложениями, а с другой – мелководными лагунными (мендымскими) отложениями и сложено массивными органогенно-обломочными известняками с определенной фациальной зональностью.

Для выяснения связи литолого-фациальной зональности мендымско-самсоновских и подстилающих их отложений с историей возникновения карбонатных тел самсоновского типа был проанализирован материал по литолого-фациальному составу доманиковых отложений; при этом широко использовались материалы С.М. Домрачева [6] и А.П. Тяжевой [12], а также каменный материал, собранный авторами в районе ЮУБРа, его флангов и Белорецкого рифа.

Большинством исследователей [2, 8, 11] отложения доманиковой свиты трактуются как глубоководные морские, приходящиеся на максимум трансгрессии в конце раннего франа. В доманиковое время вся территория миогеосинклинальной области Южного Урала испытала значительное погружение.

В наиболее мелководных условиях по сравнению с остальными фациями доманика отлагалась известняковая фация. Она описана в районах восточной части Каратау, крыльев Сулеймановской и Пороженской брахиантиклиналей и представлена темно-серыми глинистыми и битуминозными известняками, переслаивающимися с известковистыми аргиллитами и сланцами.

Таким образом, восточная часть Башкирской системы сводов, включая Сулеймановское и Пороженское палеоподнятия, существовавшие с орловского времени, проявлялась как положительный структурный элемент уже с доманикового времени.

Нугушское палеоподнятие, образовавшееся в районе накопления относительно глубоководной нормальной фации доманика, начало проявляться как положительная палеоструктура только со второй половины мендымско-самсоновского времени.

Этим, вероятно, можно также объяснить различную степень воздымания, расчлененности и эродированности рельефа суши, образовавшейся на месте

рассмотренных структур во время орловского континентального перерыва. Следовательно, фактор унаследованности фаций мендымско-самсоновского времени можно рассматривать как один из факторов орловского бокситонакопления. Он имеет определяющее значение в развитии карбонатных тел самсоновского типа на положительных структурах более древнего заложения.

РОЛЬ ПОДСТИЛАЮЩЕГО КОМПЛЕКСА В РАЗМЕЩЕНИИ ФАЦИЙ ОРЛОВСКОЙ СВИТЫ

Выделенные по возрастным, структурным и литолого-фациальным признакам зоны подстилающего комплекса перекрыты отложениями полифациальной орловской свиты аскынского горизонта. Ниже показана связь между литолого-фациальными зонами подстилающего комплекса и выделенными ранее фациальными подзонами орловской свиты [1] и сделана попытка определить закономерности и причины такой связи.

Докембрийские отложения, представленные преимущественно терригенными породами венда и рифея, перекрыты терригенными породами орловской свиты: песчаниками и алевролитами, нередко ожелезненными.

Верхнеживетские и нижнефранские отложения (чеславская и саргаевская свиты) северо-западного крыла Пороженской брахиантиклинали, сложенные органогенными и глинистыми известняками, перекрываются лагунными темно-серыми аргиллитами, мергелями орловской свиты, включающими в нижней части редкие маломощные линзы пестрых аллитов пороженской фациальной подзоны.

Нижнефранские отложения (доманиковая свита), окаймляющие область развития чеславских и саргаевских отложений, представлены темно-серыми глинистыми и битуминозными известняками и глинистыми сланцами. Их перекрывают лагунные и прибрежно-морские ожелезненные и пиритизированные песчаники, алевролиты и аргиллиты с маломощными линзовидными прослоями пестроцветных оолитовых аллитов бейдинской подзоны. На небольших участках юго-западной периклинали Пороженской структуры, сложенных доманиковыми отложениями, орловская свита представлена красными бокситами новопристанской фациальной подзоны.

Отложения мендымской свиты западного крыла Сулеймановской брахиантиклинали, представленные органогенно-обломочными известняками, перекрыты низкокачественными пестрыми оолитовыми бокситами, аллитами с железистыми бобовинами, а также песчаниками орловской свиты западной части вязовской фациальной подзоны и, частично, на северном крыле брахиантиклинали – преимущественно терригенными породами сулеймановской подзоны.

Наибольшая фациальная изменчивость орловской свиты наблюдается в областях ее залегания на органогенно-обломочных известняках самсоновской свиты верхнего франа.

В западных областях (в районе Каратау) органогенно-обломочные, участками рифогенные известняки самсоновской свиты перекрыты терригенными, преимущественно песчаной размерности, породами орловской свиты.

К востоку от Сулеймановской брахиантиклинали наблюдается более сложный характер распределения орловской свиты. Здесь самсоновские известняки перекрываются отложениями нескольких фациальных подзон; новопристанской, представленной красными и серыми бокситами и аллитами, перекрытыми терригенными и глинисто-карбонатными породами; вязовской, сложенной пестрыми оолитовыми бокситами, аллитами и сиаллитами с железистыми бобовинами и оолитами, терригенными породами; сулеймановской, в которой развиты железистые бобово-оолитовые аллиты и сиаллиты, конгломераты, гравелиты и песчаники.

Промышленные месторождения ЮУБРа, приуроченные к Новопристанской полосе одноименной подзоны, пространственно тяготеют к самсоновским известнякам фациальной зоны 2 (см. фиг. 2) – мелководной неритовой. Бокситы мелких месторождений Кукшикской полосы новопристанской подзоны залегают преимущественно на известняках фациальной зоны 3 – мелководной неритовой с высокой гидродинамикой. На известняках мелководной прибрежной зоны со следами приливно-отливной деятельности (зона 1) залегают небольшие бокситовые тела западного выклинивания новопристанской подзоны, а также низкокачественные оолитовые пестроцветные бокситы и, частично, алюможелезистые и терригенные породы вязовской и сулеймановской фациальных подзон. Иными словами, на западе ЮУБРа граница между фациальными подзонами (новопристанской и вязовской) орловской свиты практически совпадает с границей между фациальными зонами 1 и 2 нижележащих самсоновских известняков. На западе ЮУБРа граница между двумя полосами – Новопристанской и Кукшикской близка к границе фациальных зон 2 и 3.

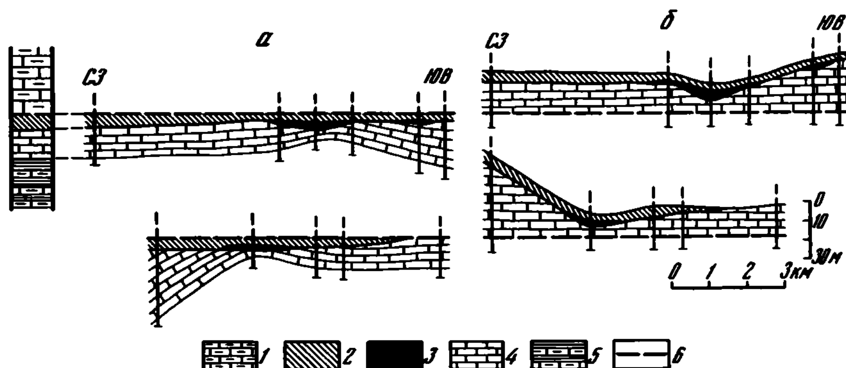
Рассмотренный материал позволяет заключить, что в областях развития позднефранского континентального перерыва границы фациальных зон (подзон) орловского бокситоносного горизонта отвечают фациальным и возрастным границам подстилающих пород, что связано с унаследованностью тектонического режима определенных структур. Таким образом, *каждая фациальная зона орловской свиты связана с характерным лишь для нее подстилающим комплексом.*

Безусловно, большое значение имеет то, что чистые самсоновские известняки, сложенные обломками разной величины с различной способностью к выщелачиванию, являются хорошо карстующимися породами в определенных палеогеоморфологических и палеоструктурных условиях. В то же время светлые самсоновские органогенно-обломочные известняки района Каратау, представленные рифогенными фациями мощностью до 10 м с фауной строматопор и кораллов, перекрываются исключительно терригенными породами орловской свиты, что связано со значительным удалением этого района от источников сноса бокситового материала. Следовательно, *необходимым условием бокситонакопления на известняках самсоновской свиты является благоприятное воздействие палеогеоморфологического* (характер предбокситового рельефа) *и фациального* (размещение источников сноса бокситового материала) *факторов.*

ОСОБЕННОСТИ ПРЕДБОКСИТОВОГО РЕЛЬЕФА

Изучением палеорельефа, выработанного в известняках самсоновской свиты перед началом накопления бокситов на ЮУБРе, до недавнего времени практически никто не занимался. Нами была предпринята попытка отстройки такого рельефа. При этом за нулевую поверхность была выбрана практически горизонтальная в позднем фране поверхность подошвы битуминозных известняков усть-катавской свиты, перекрывающих орловскую свиту. Выбор этой поверхности представляется единственно возможным, так как почти полукилометровая толща однородных известняков усть-катавской свиты и перекрывающая толща фациально сходных с ними известняков фамена мощностью до 550 м лишены каких-либо реперов, а рассматриваемая территория относительно мала (15 × 30 км). При таких построениях палеорельеф заведомо терял свою контрастность, линзовидные и линзовидно-пластовые тела красных диаспор-бемитовых бокситов во всех случаях заполняли отрицательные формы предбокситового рельефа. В построениях не учитывались мощности самсоновской свиты и взаимоотношения мощностей и фациального состава самсоновской и орловской свит. Не ставился также вопрос об эрозионно-карстовом или унаследованном происхождении рельефа.

Мощность самсоновской свиты на ЮУБРе, установленная в основном по данным бурения, резко меняется от нуля – первых метров на северо-востоке до 40 м на юго-западе территории. Средняя мощность на центральном участке составляет



Фиг. 3. Литолого-фациальные профили орловской и самсоновской свит района ЮУБРа – по подошве усть-катавской (*а*) и самсоновской (*б*) свит

1 – известняки серые, темно-серые, глинистые усть-катавской свиты верхнего франа; *2–3* – орловская свита верхнего франа (*2* – красные диаспор-бёмитовые бокситы, *3* – серые бокситы, пестроцветные оолитовые бокситы, аллиты, сиаллиты, аргиллиты, алевролиты, песчаники); *4* – известняки светло-серые, серые массивные тонкокристаллические самсоновской свиты верхнего франа; *5* – известняки темно-серые глинистые, аргиллиты черные, доманиковой свиты нижнего франа; *6* – нулевая линия отстройки палеопрофилей

примерно 10 м, но ее перепады довольно резки (на расстоянии 2,5 км мощность может изменяться от 40 до 5 м). При анализе палеопрофилей, построенных с учетом мощности самсоновской свиты (фиг. 3,*а*), выявляется на отдельных участках обратная зависимость мощности красных бокситов и пород самсоновской свиты. На участках, где мощность свиты превышает 20 м, красные бокситы, как правило, не откладывались.

Полученная закономерность характерна только для красных бокситов. Мощность пестроцветных низкокачественных бокситов, а также перекрывающих их и красные бокситы серых пиритизированных бокситов и терригенных пород орловской свиты от мощности самсоновской свиты не зависит. Таким образом, *уменьшение мощности самсоновской свиты можно использовать как прогнозный критерий для поисков красных бокситов.*

Как уже было сказано, первоначальная мощность самсоновского карбонатного тела была довольно выдержанной или даже немного увеличивалась в восточном и северо-восточном направлениях. В сохранившихся ко времени отложения орловской свиты самсоновских известняках в этих направлениях в современной структуре наблюдалось уже общее уменьшение мощности. Это обстоятельство, а также то, что практически повсеместно в верхних частях самсоновских известняков под красными бокситами развита бокситовая брекчия, свидетельствует о том, что любое уменьшение мощности самсоновской свиты на локальных участках происходило благодаря эрозионным и эрозионно-карстовым процессам.

Для выявления роли эрозионно-карстовых процессов нами была построена еще одна серия палеопрофилей, в которой на нулевую отметку взята подошва известняков самсоновской свиты, перекрывающих глинисто-карбонатные породы доманика (см. фиг. 3,*б*). Первичная субгоризонтальность этой поверхности могла быть несколько искажена в результате конседиментационных и тектонических процессов во время и после накопления известняков, однако амплитуда палеорельефа, образованного эрозионно-карстовыми процессами, представляется гораздо более существенной величиной. Трудно представить, чтобы в одной фациальной зоне мелководного шельфа резкие перепады мощности известняков (до 20–40 м) на участках в 2–3 км происходили только вследствие конседиментационных процессов. На палеопрофилях выявляется ряд эрозионно-карстовых

понижений, и ложбин палеорельефа, разделенных водоразделами. Красные бокситы приурочены к отрицательным формам полученного таким образом палеорельефа и тяготеют в большей степени к их осевым и центральным частям, в меньшей – к их склонам. На распределение других пород орловской свиты (пестроцветные и серые слоистые бокситы и терригенные породы) палеорельеф существенного влияния не оказывал.

Размыв доманиковской и самсоновской свит суммарной мощностью в 70 м на северо-востоке территории (Пороженское палеоподнятие) до начала бокситонакопления, а возможно, и в его первые стадии, свидетельствует об общем пологом наклоне поверхности предбокситового рельефа на юго-запад, в сторону Улуирской палеодепрессии.

К западу от Улуирской палеодепрессии в орловское время существовала другая положительная палеоструктура – Сулеймановское палеоподнятие (на месте современной одноименной брахиантиклинали), контролирующая снос терригенного материала. Судя по распределению терригенных фаций орловского горизонта, Сулеймановское поднятие в орловское время было более контрастным, чем расположенный севернее свод Башкирского поднятия.

Две простирающиеся в юго-западном направлении (по падению склона Пороженского палеоподнятия) полосы развития континентальных красных бокситов (Новопристанская и Кукшикская) соответствуют широким долинообразным эрозионным понижениям в рельефе, выработанным в известняках самсоновской свиты. Наиболее протяженная Новопристанская полоса прослеживается на 30 км при ширине от 3 до 6 км и соединена с Кукшикской полосой поперечной ложбиной длиной 13–15 км и шириной 2–3 км. Глубина "вреза" этих депрессий достигает первых десятков метров. Развитие таких отрицательных форм рельефа в карбонатных породах нельзя объяснить лишь карстовыми процессами. Последние, развивавшиеся здесь, вероятнее всего, до образования соединенных между собой вершинами польев, уступили затем место эрозионным процессам. Промышленные залежи ЮУБРа расположены в Новопристанской полосе; к Кукшикской полосе приурочены небольшие месторождения высококачественных бокситов одноименной группы. С Айлинской полосой того же простирания, наименее протяженной и неглубокой, соответствующей самой северо-западной "долине", связаны небольшие рудопроявления бокситов высокого и среднего качества.

Эрозионно-карстовые процессы наиболее интенсивно развивались по ослабленным участкам, которые приурочены, как правило, к зонам повышенной трещиноватости, контролируемым крупными и оперяющими их разломами. Такими разломами в районе ЮУБРа явились: протяженный Новопристанский сброс северо-восточного направления, проходящий на западе одноименной полосы, и система северо-восточных разломов, входящих в зону регионального Бердяушского надвига, который совпадает здесь с восточной границей Чусовской зоны.

Таким образом, изучение возраста, состава, литолого-фациальной зональности и мощности отложений, подстилающих бокситоносный горизонт, дало возможность выявить ряд факторов бокситонакопления, на основании которых возможны разработки прогнозных критериев различного масштаба.

1. Наличие в краевых частях Чусовской зоны карбонатных тел и построек самсоновского типа. Как правило, они ограничены одновозрастными относительно глубоководными (мендымскими, доманикового типа) или лагунными (мендымскими) отложениями. Возникновение этих карбонатных тел происходило на положительных палеоструктурах древнего заложения.

2. Наиболее благоприятным ложем для бокситов были слабонаклонные плато, сложенные самсоновскими известняками, отложившимися в краевых частях мелководного шельфа, в мелководных зонах с высокой гидродинамикой и неритовых, с активным и слабым движением воды.

3. Развитие в орловское время палеоподнятий, пологие склоны которых были сложены самсоновскими известняками. Возможно, часть палеоподнятий (типа

Пороженского), развитых в краевых частях Чусовской зоны, являлась областью сноса бокситового материала.

4. Наибольшие мощности красных бокситов отмечаются на участках с минимальной мощностью самсоновской свиты, что связано с интенсивностью эрозионных и эрозионно-карстовых процессов (см. фиг. 2).

5. Наличие отдельных скважин с бокситами в выделенных по подстилающему комплексу благоприятных участках позволяет прогнозировать здесь характерные для ЮУБРа эрозионно-карстовые депрессии, содержащие залежи бокситов.

Список литературы

1. *Антоненко Л.А., Беэр М.А., Бывшев А.А.* Геологические основы детального прогнозирования верхнедевонских бокситов Южного Урала // Крупномасштабное и локальное прогнозирование месторождений алюминиевого сырья: основы, оценка, методы. М.: ВИМС, 1986. С. 58–68.
2. *Архангельский Н.И.* Условия залегания и генезис уральских бокситов // Тр. конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 12–23.
3. *Беэр М.А., Бывшев А.А.* Основные этапы формирования бокситоносных структур девонского шельфа Западного Урала // Прогнозирование и оценка месторождений бокситов. М.: ВИМС, 1985. С. 33–45.
4. Бокситоносные комплексы Урала / Под ред. Б.М. Михайлова. Л.: Недра, 1987. 228 с.
5. *Бурлаков А.А., Ершова Е.В., Лейпциг А.В. и др.* Особенности размещения и строения бокситового пласта в дорудном рельефе месторождений Петропавловской подзоны Северного Урала // Прогнозирование месторождений бокситов. М.: ВИМС, 1983. С. 82–92.
6. *Домрачев С.М.* Девон хребта Каратау и прилегающих районов Южного Урала // Девон Западного Приуралья. М.: Гостоптехиздат, 1951. С. 2–119.
7. *Лейпциг А.В., Вильшанский В.Н., Кустов Ю.Е.* Палеорельеф и особенности локализации палеогеновых бокситов Амангельдинского рудного района // Прогнозирование месторождений бокситов. М.: ВИМС, 1983. С. 116–126.
8. *Максимова С.В.* Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М.: Наука, 1970. 84 с.
9. *Мкртчян О.М.* Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской платформы. М.: Наука, 1980. 135 с.
10. Справочник по литологии. М.: Недра, 1983. 509 с.
11. *Страхов Н.М.* Доманиковая фация Южного Урала // Тр. ГИН. Геол. сер. 1939. Вып. XVI. № 6. 121 с.
12. *Тяжева А.П.* Стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала // Девонские отложения Башкирии. Ч. I. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 5–128.
13. *Уилсон Дж.Л.* Карбонатные формации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.

Всесоюзный институт
минерального сырья,
Москва

Поступила в редакцию
14.IV.1988

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 5, 1989

УДК 553.983:552.14

© Зубков М.Ю., Федорова Т.А.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПО МЕРЕ ЕГО КАТАГЕНЕТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Рассматриваются особенности преобразования микроструктуры различных микрокомпонентов углей, а также рассеянного органического вещества в зависимости от стадии их катагенетического созревания. Делается вывод о возможности использования микроструктуры определенных компонентов органического вещества для суждения о степени его термической эволюции, в частности о прохождении главной фазы нефтеобразования.

Из всех компонентов, входящих в состав осадочных пород, органическое вещество (ОВ) наиболее подвержено воздействию внешних термодинамических факторов и поэтому чутко реагирует на изменения физико-химических параметров природной обстановки. В процессе образования и последующей литификации осадка наибольшие изменения исходное ОВ претерпевает дважды. Во-первых, на ранней стадии образования осадка в приповерхностных условиях, когда в зависимости от условий захоронения происходит более или менее интенсивное окисление ОВ. Во-вторых, при достижении погружающимися осадками некоторой глубины и соответственно температуры $T_{пл}$, начиная с которой ОВ начинает интенсивно генерировать битумоиды. Этот этап в катагенетической эволюции ОВ, как известно, получил название главной фазы нефтеобразования (ГФН).

Существенным фактором является то, что и в первом (окисление) и во втором (нефтегазогенерация) случаях происходит уменьшение объема ОВ, что приводит к формированию вторичной пористости $У_{вт}$ [1] и соответственно к возникновению у исходного ОВ определенной микроструктуры.

Таким образом, микроструктура ОВ будет зависеть, во-первых, от его первоначального химического состава и степени окисления в процессе седиментации и, во-вторых, от стадии катагенеза.

Логично предположив, что различные микрокомпоненты, слагающие ОВ, преобразуются неодинаково, что в свою очередь вызывает формирование различной по величине $V_{вт}$, а следовательно, и соответствующей каждому микрокомпоненту микроструктуры, наблюдаемой на поверхности сколов образцов.

Для изучения микроструктуры ОВ использовался растровый электронный микроскоп (РЭМ) JSM-50A. Исследования проводились в режиме вторичных электронов, в интервале увеличений 1 000–10 000. Так как для изучения в РЭМ диэлектриков на поверхность образца необходимо наносить слой проводящего материала, то в данном случае, чтобы избежать искажения морфологии поверхности, все образцы готовились следующим образом: в вакуумном напылителе Fine coat на поверхность образцов наносили пленку золота толщиной 300 Å. Пленка золота такой толщины дает оптимальную вторично-электронную эмиссию, не искажая тонких деталей поверхности [5].

Чтобы избежать неоднозначности в интерпретации полученных снимков, первоначально исследовали концентрированные формы ОВ – угли. Для этого использовали коллекцию углей с различным микрокомпонентным составом, отобранных с глубин от 2 до 3 км с $T_{пл}$ соответственно от 70 до 110 °С (таблица).

Микрокомпонентный состав углей определяли по изготовленным из них про-

Микрокомпонентный состав и некоторые физические свойства углей, отобранных с месторождений Широтного Приобья

Месторождение	Номер скважины	Глубина отбора образца, м	Пластовая температура, °C	Микрокомпонентный состав, %			Выход летучих на ОВ, %	Температура максимального выхода летучих, °C
				фюзинит	витринит	лейптинит		
Шушминское	1081	1993	70	92	5	3	21	430
Солкинское	1152	2742	82	95	3	2	16	435
Тепловское	274	2888	91	97	2	1	23	440
Талинское	3902	2740	90	75	20	5	17	440
Варьеганское	2153	2618	80	3	95	2	40	390
Тюменское	121	2756	85	0	100	0	32	430
Салымское	131	2918	110	0	100	0	20	460
Северо-Варьеганское	4П	3130	102	5	70	25	40	435

зрачным шлифам. На основании углепетрографических исследований были приготовлены три группы образцов или выделены участки в углях, сложенные в первой группе преимущественно фюзинитом, во второй – витринитом и в третьей – лейптинитом.

Интересно, что угольные микрослойки, толщиной 1–3 мм, отобранные из отложений баженовской свиты с различных месторождений (см. таблицу), оказались сложенными практически одним витринитом. Остальные образцы углей содержали в заметных количествах все три компонента.

Степень катагенетической превращенности ОВ в отобранных образцах углей закономерно увеличивается с ростом $T_{пл}$, что подтверждается дериватографическими исследованиями (по выходу летучих на органическую массу, увеличению температуры максимального выхода летучих продуктов) [3], а также по изменению цвета ОВ в прозрачных шлифах (потемнение до темно-коричневого, почти черного в образцах, отобранных из наиболее глубоких скважин с максимальной $T_{пл}$).

Лишь после детального исследования морфологии микроструктуры поверхности сколов концентрированных форм ОВ (углей) была проанализирована также структура поверхности рассеянных форм ОВ (РОВ). С этой целью использовали образцы пород, богатые РОВ – черные сланцы (кукерсит, баженовская и менилитовая свиты).

Обсуждение результатов. Влияние процессов окисления на микроструктуру исходного ОВ удобнее всего проследить на фюзините, так как именно этот микрокомпонент углей наиболее окислен, что выражается в его карбонатизации и почернении. Напротив, катагенетические изменения микроструктуры ОВ лучше всего должны проявиться при термическом созревании витринитовых и лейптинитовых компонентов, которые на начальных стадиях осадкообразования подвергались окислению в гораздо меньшей степени, чем фюзинит.

Используя простейшие балансовые расчеты, основанные на знании элементного состава углей различного микрокомпонентного состава, битумоидов и неуглеводородных летучих, а также литературные данные [4, 6] можно примерно оценить максимальные генерационные свойства $Г_{макс}$ различных микрокомпонентов углей. Под $Г_{макс}$ будем понимать активную часть ОВ, т.е. ту его часть, которая по мере катагенетической эволюции превращается в битумоиды и неуглеводородные летучие.

Так, в фюзините $Г_{макс}$ в зависимости от его состава и свойств изменяется примерно от 10 до 25% от его первоначального веса. В витрините $Г_{макс}$ достигает

приблизительно 40–50%, а в лейптините – 60–70% от исходного веса или объема. Иными словами, при отсутствии уплотнения, после окончания процессов генерации, $V_{вт}$ может изменяться от 10 до 70% в зависимости от микрокомпонентного состава.

Исходя из полученных оценочных данных следует ожидать, что минимальные структурные преобразования поверхности $ОВ_{исх}$ по мере его термического созревания будут характерны для фюзинита. Более значительные изменения микроструктуры должны отмечаться для витринитовой, а максимальные – для лейптинитовой компоненты $ОВ_{исх}$.

Помимо вещественного состава морфология микроструктуры различных микрокомпонентов $ОВ_{исх}$, возникающая в результате процесса генерации ими битумоидов и неуглеводородных летучих, в значительной степени зависит также еще от ряда дополнительных причин. Во-первых, от исходной структуры микрокомпонентов, во-вторых, от геометрической формы, в которой они присутствуют в породе (шарообразные тела, пленки или корочки, массивные образования), в-третьих, от степени прочности их связи с минеральной матрицей, и в-четвертых, от их реологических свойств, а также от способности противостоять уплотняющему действию литостатического давления.

Простейшим примером влияния внутренней структуры микрокомпонентов на морфологию возникающей $V_{вт}$ и соответственно на ее микроструктуру являются фитералы. Это объясняется их анизотропным строением, а значит и неодинаковой величиной $V_{вт}$, возникающей по различным составляющим фитералов (фиг. *1*, в).

Влияние формы исходного ОВ на морфологию его микроструктуры можно проанализировать на примере шарообразных, пленочных и массивных образований. При этом следует отметить, что процессы окисления и генерации битумоидов и неуглеводородных летучих из ОВ по физической сути очень близки к процессу обезвоживания и поэтому для описания морфологии $V_{вт}$ или микроструктуры ОВ можно применять приемы и методы, используемые при анализе процесса обезвоживания [2].

Так, например, для шарообразных тел ОВ, подверженных окислению или генерирующих битумоиды и летучие, возможны три основных варианта формирования $V_{вт}$.

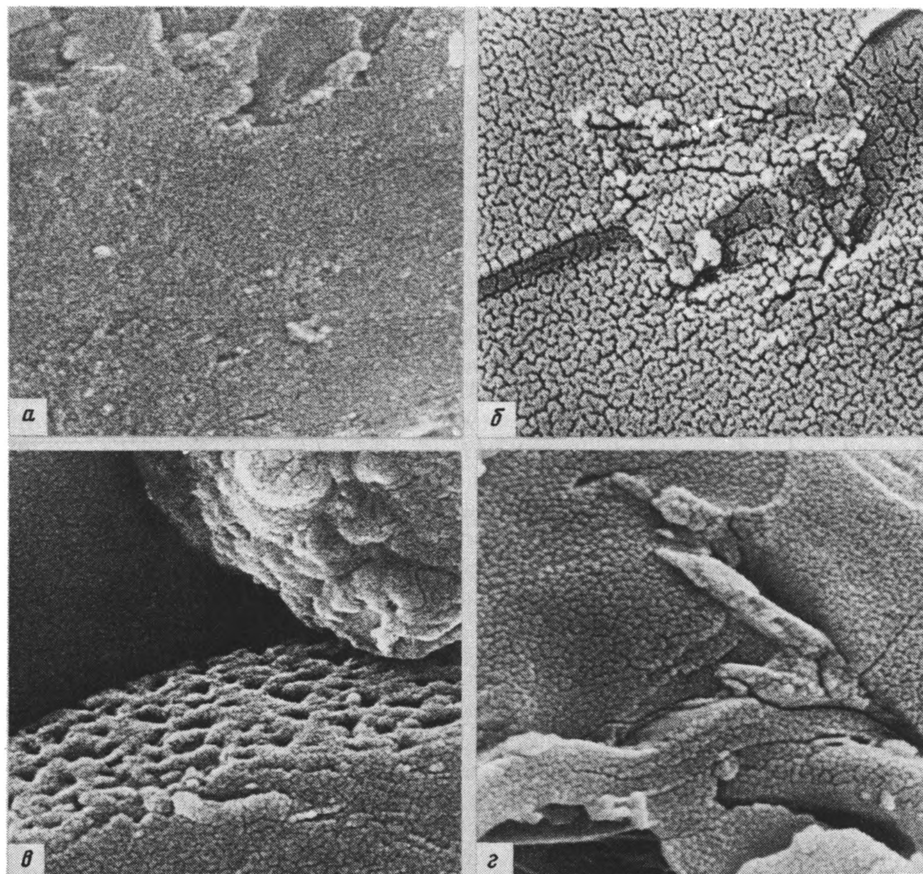
Если $ОВ_{исх}$ аморфно и его структура абсолютно изотропна, то в результате процесса нефтегенерации произойдет "сжатие" исходного шара с уменьшением его первоначального радиуса. Однако в действительности ОВ, как правило, имеет неоднородную структуру, поэтому возможны еще два варианта формирования $V_{вт}$.

Если шарообразное ОВ структурировано таким образом, что при его окислении или генерации им битумоидов и летучих преимущественно уменьшаются его размеры вдоль радиуса, то в нем возникнут трещины, раскрытые вовнутрь органической массы.

Если же в результате генерации происходит преимущественно уменьшение размеров исходного ОВ в направлении, перпендикулярном к радиусу, то возникающие трещины уже будут раскрываться наружу.

В обоих случаях первоначальный радиус шарообразного ОВ не изменится. Если ОВ присутствует в виде пленочек, микролинзочек и т.п., то формируется структура, напоминающая высохшую глинистую корку и состоящая из многоугольников, разделенных трещинами "усыхания".

Влияние третьей причины – степени связи $ОВ_{исх}$ с минеральным субстратом – удобно проследить на примере форм сечений образующихся трещин "усыхания". Возможны два варианта. В том случае, когда степень связи ОВ с субстратом слаба, трещины, разделяющие отдельные микроблоки органики, имеют вертикальные границы. Если же связь $ОВ_{исх}$ с субстратом достаточно велика, то в сечении трещины имеют вид конуса, расширяющегося в сторону свободной поверхности ОВ.



Фиг. 1. Микроструктуры поверхностей сколов фюзинитовых микрокомпонентов углей Месторождения: *а* – Шушминское; *б* – Солкинское; *в* – Тепловское (внизу фрагмент фитерала); *г* – Талинское. Увел. 10 000

В массивных образованиях $ОВ_{исх}$ развивается такая же сеть микротрещин, как и в пленочных, однако в отличие от них здесь возникает трехмерная (а не двумерная) сеть трещин, которая разбивает всю органическую массу на микрополиэдры. Однако поскольку трехмерная сеть не является полностью замкнутой, т.е. не все трещины соединяются между собой, то возникающие полиэдры сохраняют связь между собой и не рассыпаются на отдельные составляющие.

Четвертая причина – реологические и прочностные свойства различных типов ОВ обусловливают возможность сохранения или исчезновения возникающей в нем $V_{вт}$, проявляющейся в виде микротрещин вследствие "затекания" в них органической массы под действием сил поверхностного натяжения или литостатического давления.

Исследования микроструктуры окисленных разностей микрокомпонентов углей (фюзинитов) проводились на образцах, находившихся при различных $T_{пл}$ (см. таблицу). Состав выбранных углей преимущественно фюзинитовый с различными значениями выхода летучих компонентов, максимум выделения которых лежит в интервале температур 430–440 °С (см. таблицу). Между микрокомпонентным составом углей, выходом летучих и величиной $T_{пл}$ однозначная

связь отсутствует. Однако между $T_{пл}$ и температурой максимального выхода летучих продуктов $T_{макс}$ намечается положительная связь (см. таблицу).

Анализ полученных на РЭМ снимков показал, что на поверхности сколов всех фюзинитовых образцов независимо от величины $T_{пл}$ и выхода летучих продуктов имеется отчетливая микроструктура, обусловленная наличием микрополиэдров или микроблоков с поперечными размерами 0,1–0,4 мкм, разделенными трещинами с раскрытостью около 0,01–0,08 мкм (см. фиг. 1). В самом низкотемпературном образце с Шушминского месторождения микроструктура фюзинита выражена явно хуже, чем в других образцах, находившихся при более высоких $T_{пл}$ (см. фиг. 1, *а*). Вероятно, последующие катагенетические преобразования усиливают рельефность возникающей у фюзинитов микроструктуры. Однако можно допустить также и то, что образец с Шушминского месторождения в меньшей степени подвергся окислению в седименто- и диагенезе, чем фюзиниты из других месторождений.

Чрезвычайно важен тот факт, что размеры микроблоков, возникающих в результате процессов окисления в фюзините, сравнимы с длиной световой волны (фиолетовая область спектра). Поскольку размеры микроблоков (микрополиэдров) в пределах одного образца фюзинита изменяются незначительно, то формирующаяся микроструктура придает поверхности скола угля свойства дифракционной решетки. Падающий на поверхность угля свет взаимодействует с ней, что придает ей характерный шелковистый отлив. Однако этот отлив появляется у углей с достаточно крупными микроблоками (около 0,4 мкм и более), так как на меньших по размерам полиэдрах дифрагируют ультрафиолетовые лучи, не видимые для человеческого глаза.

Таким образом, по особенностям строения микроструктуры фюзинитов нельзя однозначно судить о степени их катагенетического преобразования, так как ее формирование прежде всего результат окисления исходных растительных тканей и лишь затем продукт последующей природной термодеструкции в ГФН.

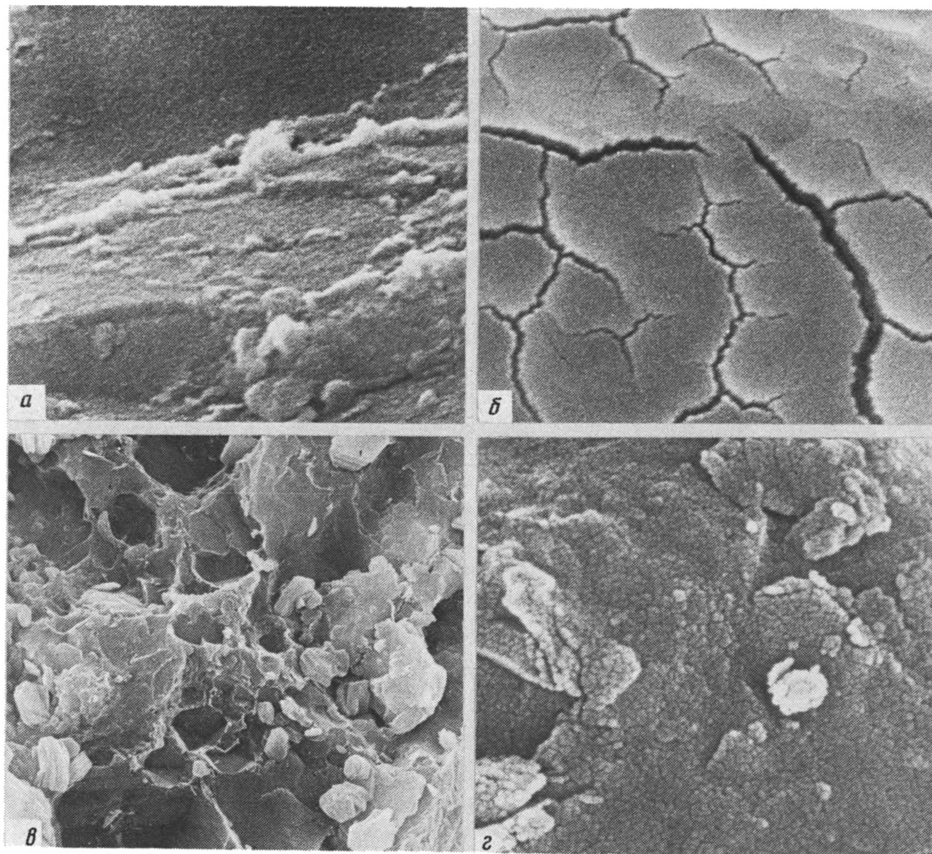
Наиболее удобным объектом для анализа характера изменений микроструктуры концентрированных форм ОВ по мере их катагенетического преобразования являются углистые микрослойки из битуминозных отложений баженовской свиты, так как они сложены практически одним микрокомпонентом – витринитом (см. таблицу).

Образец с Варьеганского месторождения находился в условиях с $T_{пл}$, равной 80 °С, и имел минимальную из всех отобранных из баженовской свиты углей степень катагенетической преобразованности. Уголь из этого образца характеризуется максимальным (40%) выходом летучих и минимальной $T_{макс}$ (см. таблицу). Микроструктура его скола имеет ровную, однородную поверхность (см. рис. 2, *а*).

Несколько бо́льшую степень превращения имеет баженовский уголь с Тюменского месторождения, находившийся в пластовых условиях при $T_{пл}$ 85° С. Выход летучих из этого угля составляет уже 32% и $T_{макс}$ – 430 °С (см. таблицу), а на поверхности скола появляется сеть микротрещин усыхания с раскрытостью около 0,2 мкм, разбивающая поверхность скола на микроблоки с размерами 1–2 мкм (см. фиг. 2, *б*).

Наибольшую степень катагенетической превращенности имеет уголь из отложений баженовской свиты Салымского месторождения с современной $T_{пл}$ 110 °С. Выход летучих из него составляет всего около 20%, а $T_{макс}$ – 470 °С (см. таблицу).

Анализ сделанных на РЭМ снимков показал, что поверхность сколов угля с Салымского месторождения имеет сложное строение. На ней отмечается большое количество пустот-микрокаверн размером 2–8 мкм, в которых часто присутствуют псевдогексагональные кристаллы аутигенного каолинита (см. фиг. 2, *в*). Сама органическая масса приобретает, как и у фюзинитов, микроячеистое или микроблочное строение со средними линейными размерами микроячеек-



Фиг. 2. Микроструктура поверхностей сколов витринитовых микрокомпонентов углей из баженовской свиты

Месторождения: *а* – Варьеганское; *б* –Тюменское; *в* – Салымское; *г* – Салымское (увеличенный фрагмент предыдущего снимка). Увел. *а, б* и *г* 10 000, *в* – 3000

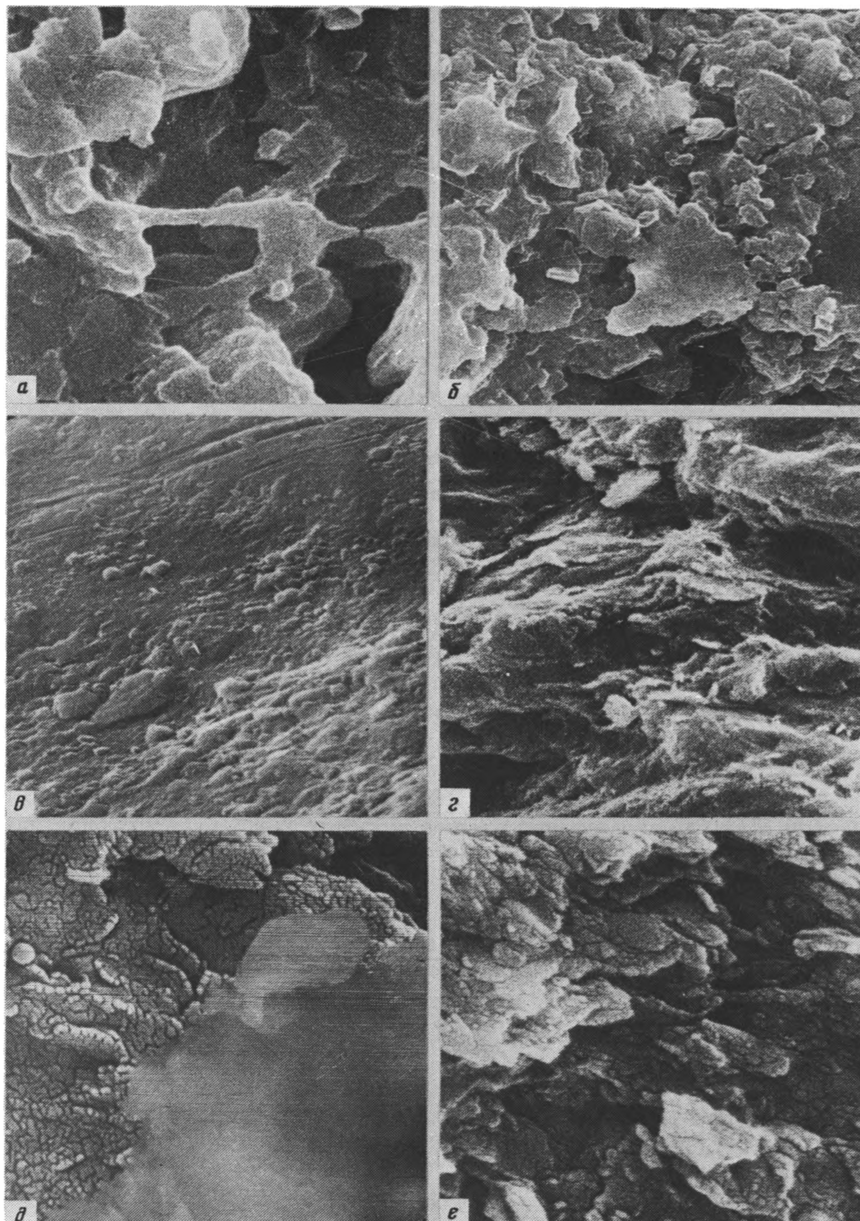
полиэдров 0,4 мкм и раскрытостью разделяющих их трещин 0,01 мкм (см. фиг. 2, *г*).

Вероятно, возникновением микрокавернозной и микроячеистой структур в угле хотя бы отчасти объясняется резкое увеличение открытой пористости в образцах пород баженовской свиты из высокотемпературных участков Салымского месторождения, достигающей 6–8%. Понятно, что сама органическая масса имеет гораздо более высокую пористость.

Следовательно, на основе анализа микроструктуры сколов витринитовых углей, отобранных из битуминозных отложений баженовской свиты, можно сделать вывод, что интенсивная генерация ими битумоидов и летучих, приводящая к формированию $V_{вт}$ и соответствующей микроструктуры органической массы, начинается при $T_{пл}$ более 80 °С.

Иными словами, верхняя граница ГФН для углей этого состава лежит на уровне изотерм 80–85 °С. Здесь, однако, необходимо сделать следующее замечание. Существует мнение, что современные $T_{пл}$ значительно ниже тех, что существовали ранее (по различным оценкам палеотемпературы были выше современных на 20–50 °С). Поэтому, возможно, что верхняя граница ГФН поднимется до 100–130 °С.

Анализ микроструктуры лейптинитовых микрокомпонентов показал, что даже



Фиг. 3. Микроструктура поверхностей сколов лейптинита, битумов и РОВ черных сланцев

Месторождения: *а* – Северо-Варьеганское (лейптинит); *б* – Северо-Варьеганское (метаморфизованный жильный битум); *в* – Салымское (трещинный битум, неметаморфизованный); *г* – Октябрьское (кукерсит); *д* – Холмогорское (баженовская свита); *е* – Оровское (менилитовая свита)

в образцах, находившихся при довольно высоких $T_{пл}$ (около 100 °С), отсутствует микроблочная структура, характерная для фюзинитов и сильно катагенетически преобразованных витринитов. При этом, однако, возникает весьма "ажурная" структура, обусловленная наличием в лейптинитовой массе большого количества микропор или микрокаверн со средними размерами 1–3 мкм (фиг. 3, *а*). Можно предположить, что лейптинитовая масса сохраняет даже в этих сравнитель-

но жестких термодинамических условиях достаточную пластичность, благодаря чему под действием сил поверхностного натяжения возникающие в теле лейптинита (вследствие генерации им битумоидов) микротрещины залечиваются. В результате этого лейптинитовая масса сжимается и в ней возникают наблюдаемые на снимках микрополости.

Вполне возможно, что впоследствии на ее более высокой катагенетической стадии по мере исчерпания лейптинитом генерационных свойств (уменьшения выхода летучих продуктов) его реологические свойства изменятся настолько, что возникающие микротрещины перестанут залечиваться и сформируется микроблочная микроструктура, как у фюзинитов или сильно катагенетически преобразованных витринитов.

По своему составу и свойствам к лейптиниту приближаются вязкие битумы. Анализ микроструктуры поверхности сильнометаморфизованного жильного битума с Северо-Варьеганского месторождения (глубина 3496 м) показал полную аналогию с лейптинитом (см. фиг. 3, *б*). Так же как и в лейптините, в метаморфизованном битуме формируется значительная по величине $V_{вт}$ вследствие выделения из него под действием высоких $T_{пл}$ летучих компонентов и возникают микрополосы размером 1–3 мкм и более. Так же как и в лейптините, в метаморфизованном битуме отсутствует микроблочная микроструктура (см. фиг. 3, *а*, *б*), которая, возможно, появится позднее на ее более высоких ступенях катагенеза. Обычный неметаморфизованный битум имеет ровную поверхность скола, напоминающую таковую у витринитов или лейптинита низких стадий катагенеза, не достигших ГФН (см. фиг. 3, *в*).

Анализ микроструктуры поверхности сколов пород, обогащенных рассеянным ОВ (РОВ), называемых обычно черными или битуминозными сланцами, на примере пород баженовской или менилитовой свит, а также кукерсита, показал, что характер изменений микроструктур пленочек или корочек РОВ, сорбированных минеральными частицами по мере их термического созревания, напоминает описанные ранее преобразования микроструктуры поверхностей сколов витринитовых углей [7].

Практически не измененное РОВ кукерсита, которое несмотря на значительный возраст, никогда не было в ГФН, имеет ровную поверхность, как у витринита с Варьеганской площади (см. фиг. 2, *а* и 3, *г*). Образцы, отобранные из баженовской и менилитовой свит, находились в ГФН, поэтому РОВ, содержащееся в этих образцах, интенсивно генерировало битумоид и летучие, в результате чего образовалась $V_{вт}$ соответствующая ей микроструктура, которая напоминает таковую у витринитов высоких стадий катагенеза (см. фиг. 2, *г* и 3, *д*, *е*) или фюзинитов (см. фиг. 1, *б–г*). Существенным отличием РОВ от ОВ углей является то, что в случае черных сланцев явно "просвечивает" структура минеральной матрицы, которая совершенно не проявляется в случае анализа микроструктуры поверхности углей.

Таким образом, анализ микроструктуры РОВ, так же как и микроструктуры углей, позволяет отличать зрелые отложения, вступившие в ГФН от "незрелых", находящихся выше ГФН – по наличию или отсутствию соответствующей мозаичной микроблочной структуры поверхности РОВ. Нельзя, однако, полностью исключить вероятность существования окислительной обстановки и в морских осадках, обогащенных РОВ. В этих условиях становится возможным окисление РОВ и образование такой же микроблочной структуры, как и у фюзинитов, которая будет характеризовать степень окисления, а не стадию катагенеза. Отличить в этом случае окисленное РОВ от катагенетически преобразованного можно лишь с помощью специальных битуминологических исследований, а также по величине $T_{макс}$.

* *
*

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Процессы окисления (фюзенизации) и термическая эволюция в катагенезе приводят к формированию мозаичной микроблочной поверхности исходного ОВ, что, видимо, обусловлено сокращением объема ОВ по мере исчерпания нефтегенерационных возможностей.

2. Подобная микроструктура поверхности наблюдается у фюзенитовых компонентов углей во всем интервале исследованных $T_{пл}$ (от 70 до 110 °С): у углей витринитового состава – при $T_{пл} > 85$ °С, у углей лептенитового состава отсутствует.

3. Микроструктура ОВ, возникающая в результате формирования $V_{вт}$, кроме микрокомпонентного состава и стадии катагенетической преобразованности зависит также от формы микрокомпонентов и степени прочности связи с минеральной матрицей.

4. РОВ, так же как и концентрированные формы (угли), по мере катагенетической эволюции приобретает соответствующую микроблочную структуру поверхности, морфологически напоминающую структуру растрескивания глинистой корки.

5. Установление подобной микроструктуры РОВ свидетельствует о вступлении породы в ГФН.

6. При оценке стадии катагенеза на основании особенностей микроструктуры ОВ наиболее удобным микрокомпонентом является витринит.

Список литературы

1. *Зубков М.Ю., Ершов В.А., Прямоносова И.А., Шакирова А.Х.* Генерация битумоидов и формирование емкостного пространства в отложениях баженовской свиты // Научно-технический прогресс при поисках и освоении нефтяных и газовых месторождений Западной Сибири. Вып. 63. Тюмень; ЗапСибНИГНИ, 1984. С. 16–21.
2. *Зубков М.Ю.* Некоторые модели конкрециеобразования // Постседиментационное минералообразование в осадочных формациях. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. С. 43–51.
3. *Зубков М.Ю., Федорова Т.А., Прямоносова И.А.* Преобразование микроструктуры органического вещества баженовской свиты по мере его термического созревания // Тез. V годичной конф. "Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления". Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 222–223.
4. *Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др.* Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.
5. Практическая растровая электронная микроскопия / Под ред. Дж. Гоулдстейна и Х. Яковица. М.: Мир, 1978. 237 с.
6. *Тиссо Б., Вельте Д.* Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 502 с.
7. *Федорова Т.А.* Изменение микроструктуры адсорбированного органического вещества глинистых нефтематеринских пород в процессе катагенеза // Матер. XIV конф. молодых ученых геол. фак-та МГУ. М., 1987. С. 162–167. – Деп. в ВИНИТИ, № 7154.

Сибирский научно-исследовательский институт нефтяной промышленности, Тюмень

Поступила в редакцию 4.IV.1988

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 5, 1989

УДК 550.4:553.495

Васильева Э.Г.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССА ВОССТАНОВИТЕЛЬНОГО ОСАЖДЕНИЯ УРАНА ПИРИТОМ В СТАНДАРТНЫХ УСЛОВИЯХ

Рассматривается роль дисульфида железа–пирита как возможного восстановителя урана в породах, лишенных микробиологически активного органического вещества. Экспериментальным путем определена величина электродного потенциала свежеобнаженной поверхности пирита различного генезиса и доказана способность этой поверхности восстанавливать U(VI) и осаждать его из гидрокарбонатных практически бескислородных растворов.

Известно, что уран в ураноносных породах обычно ассоциирует с пиритом. Несмотря на то, что роли пирита в осаждении урана посвящено большое число работ, к настоящему времени не существует единой точки зрения по этому вопросу.

Для количественного описания природных процессов все чаще используется математический аппарат химической термодинамики. В связи с тем что при термодинамических расчетах не учитывается скорость достижения равновесия, а в гипергенных условиях процессы взаимодействия веществ часто протекают очень медленно и некоторые из термодинамических предпосылок вообще не реализуются, важно определить, какое именно химическое равновесие имеет место в природе.

Если считать систему $S_2^{2-} + 8H_2O \rightleftharpoons 2SO_4^{2-} + 16H^+ + 14\bar{e}$ обратимой, то, согласно расчетам, получается, что линия равновесия этой системы лежит ниже равновесия уранилкарбонатных и уранилсульфатных комплексов с оксидами урана ряда UO_2–$UO_{2,25}$. В этом случае пирит должен восстанавливать уран. Это наглядно вытекает из диаграмм Р.М. Гаррелса и Ч.Л. Крайста [4], А.А. Абрамова [1], из расчетов Р.П. Рафальского [10], использующего метод И.К. Карпова [6], и из расчетов Шаде Маркуса [14].

Однако, по данным С.С. Заводнова [5] и М.Ф. Стащука [13], система $S^{2-} + 4H_2O \rightleftharpoons SO_4^{2-} + 8H^+ + 8\bar{e}$ не может быть полностью обратимой, поэтому потенциалопределяющей в экзогенных условиях считается система $S^{2-} \rightleftharpoons S_{кр} + 2\bar{e}$. В связи с этим А.К. Лисицин [8] и Е.М. Шмариович [15] все расчеты проводили с использованием уравнения второй реакции. В этом случае линия равновесия системы $S_2^{2-} \rightleftharpoons 2S_{(кр)} + 2\bar{e}$ находится выше интервала Eh – pH восстановления и осаждения урана из пластовых вод, из чего следует, что пирит не может быть восстановителем урана.

Следует отметить, что термодинамические расчеты верхней границы существования пирита, выполненные различными исследователями и основанные на указанных выше реакциях, в обоих случаях подтверждаются ими и экспериментально [2, 8].

Разноречивость получаемых экспериментаторами данных, связанная прежде всего с применением различных методик [2, 8, 9, 12], а возможно, и с полупроводниковыми свойствами пирита (типом проводимости) [9], может служить источником различных генетических выводов.

Наряду с измерением значений электродных потенциалов пиритов рядом исследователей были выполнены экспериментальные исследования по непосред-

ственному изучению способности пирита осаждать уран. При этом X. Грейнджер и К. Уоррен [16] выдвинули идею, согласно которой при медленном окислении пирита вмещающей породы среди начальных продуктов окисления наблюдается образование растворимых неустойчивых соединений серы (сульфиты, тиосульфаты), которые медленно разлагаются, в конечном счете образуя H_2S и SO_4^{2-}. Тем самым в биологически стерильной среде создаются физико-химические условия, необходимые для восстановления урана. Для подтверждения своей концепции X. Грейнджером и К. Уорреном был смоделирован процесс образования сульфитов и тиосульфатов при окислении свежеосажденных сульфидов песчаника кислородсодержащим раствором бикарбоната натрия. Кроме того, этим авторам удалось получить пирит и уранинит из сульфитных и тиосульфатных растворов. Однако следует отметить, что предложенная модель весьма далека от природных условий. Во-первых, образование тиосульфатов наблюдалось при pH 9, т.е. в значительно более щелочных условиях по сравнению с существующими на инфильтрационных урановых месторождениях. Кроме того, вряд ли допустима замена пирита на свежеосажденный сульфид Fe(II), обладающий иными окислительно-восстановительными свойствами.

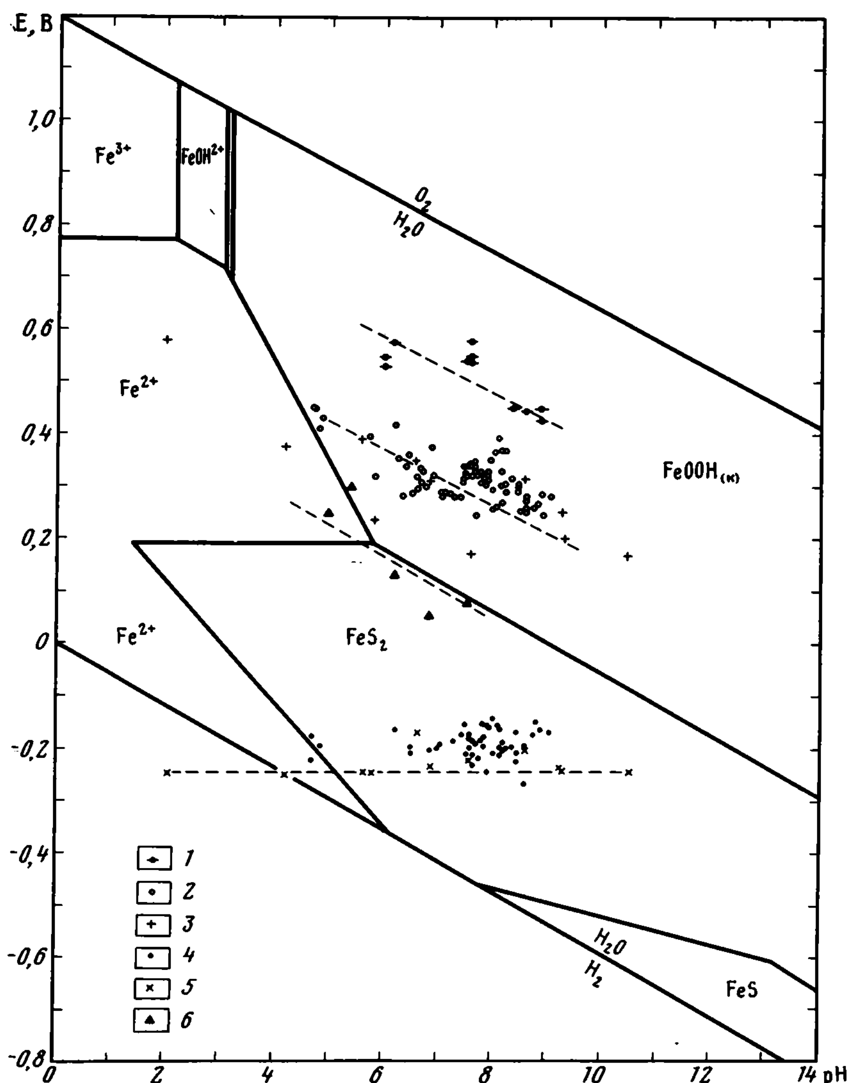
Еще одна попытка экспериментального определения роли пирита в осаждении урана была предпринята А.В. Коченовым и Ю.Л. Медведевым [7]. Использовался пирит из конкреций осадочных пород. Авторы наблюдали в близнейтральной среде снижение Eh до –300 мВ и осаждение урана. Однако опыты проводились не в стерильных условиях, и сами авторы не отрицают возможности участия в этом процессе микроорганизмов. Нам представляется, что механизм снижения Eh среды и осаждения урана в опытах А.К. Коченова и Ю.Л. Медведева носит преимущественно бактериальный характер. Экспериментальное моделирование процесса бактериального осаждения урана в сероцветных породах пиритового геохимического типа было проведено Е.В. Рожковой, Э.Г. Васильевой, Э.Г. Кузнецовой [3, 11]. Тогда было показано, что снижение Eh среды в неокисленных породах, содержащих пирит и органическое вещество, и осаждение урана происходят под влиянием продуктов жизнедеятельности сульфатвосстанавливающих, водородообразующих и других бактерий.

Таким образом, роль пирита в формировании восстановительного геохимического барьера и осаждении урана в бактериально стерильной среде продолжает оставаться неясной.

Для выяснения этих вопросов автором были выполнены экспериментальные исследования по изучению окислительно-восстановительных свойств пирита и процесса восстановительного осаждения им урана из гидрокарбонатных вод в бактериально стерильных условиях.

Объектами для исследования служили образцы различного генезиса, отличающиеся по степени совершенства кристаллической структуры, содержанию элементов-примесей, физическим и электрическим свойствам (типом проводимости). Тип проводимости исходных образцов определял Г.А. Горбатов, минералогические исследования выполнены В.Г. Кругловой, электронно-микроскопические – В.Т. Дубинчуком. Образцы, отобранные из гидротермальных месторождений (вольфрамового Акчатау, железорудного Ковдор, золоторудного Березовского), а также из различных осадочных пород (глин, глинистых алевролитов и мергелей), предоставлены В.Е. Голомолзиным, М.Ф. Максимовой, И.А. Кондратьевой, Г.А. Машковцевым, Н.В. Скоробогатовой, А.С. Столяровым.

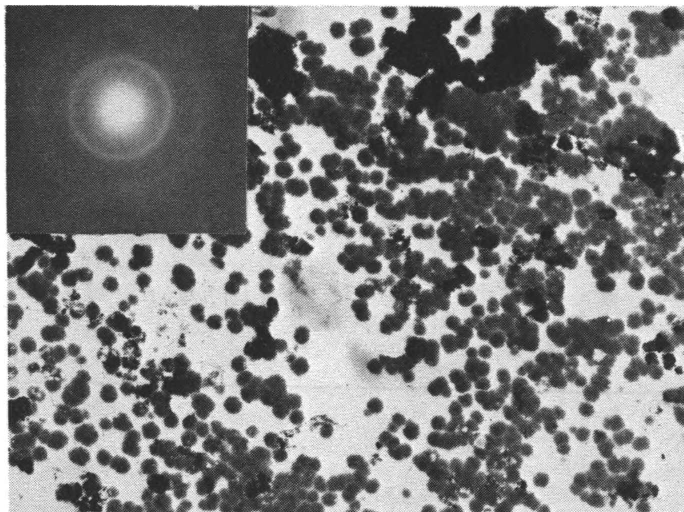
Изучение окислительно-восстановительных свойств пиритов проводили с помощью экспериментов, поставленных по двум различным методикам: 1) измерение величин электродного потенциала φ свежей поверхности пирита в растворах, барботированных азотом, и 2) измерение равновесных значений Eh – pH среды в водонасыщенной пасте из исходнокислородной воды и порошкообразного пирита (для фракции 0,1–0,5 мм).



Фиг. 1. Результаты измерений величины электродного потенциала свежеобнаженной поверхности пирита в растворах, барботированных азотом, и значений Eh водонасыщенных (исходно кислородной водой) паст с порошком пирита

1–3 – Eh растворов (*1* – кислородных, *2* – бескислородных в ячейке с фрезой, *3* – то же в ячейке без фрезы); *4–5* – φ-потенциал свежеобнаженной поверхности (*4* – снятие фрезой, *5* – скалывание); *6* – Eh водонасыщенных паст

Измерение φ-потенциала проводили в ячейке, принципиальная схема которой предложена А.А. Абрамовым [2]. В качестве измерительного электрода использовали кристаллы самого пирита, определенная часть поверхности которого контактировала с раствором. Электродом сравнения служил хлорсеребряный электрод. Кроме того, ячейка была снабжена электродами для измерения величин Eh и pH раствора. Вырезанный из образца пиритовый электрод во избежание его окисления покрывался слоем растворенного в хлороформе органического стекла (за исключением торца, к которому припаивался контактный провод). Конструкция ячейки обеспечивала изоляцию обескислороженного раствора от воздуха, в том числе при вскрытии поверхности пирита корундовой



Фиг. 2. Глобулярные образования оксида урана UO_2 на поверхности пирита (обр. БК) после опыта, реплика с экстракцией, увел. 13 500 и микродифракционные картины (МДК), полученные с них

фрезой. φ-потенциал измерялся непосредственно в процессе обнажения поверхности пирита и после окончания процесса.

Дополнительно проводили вторую серию опытов с другим способом вскрытия – скалыванием образца на воздухе и последующим помещением его в обескислороженный раствор.

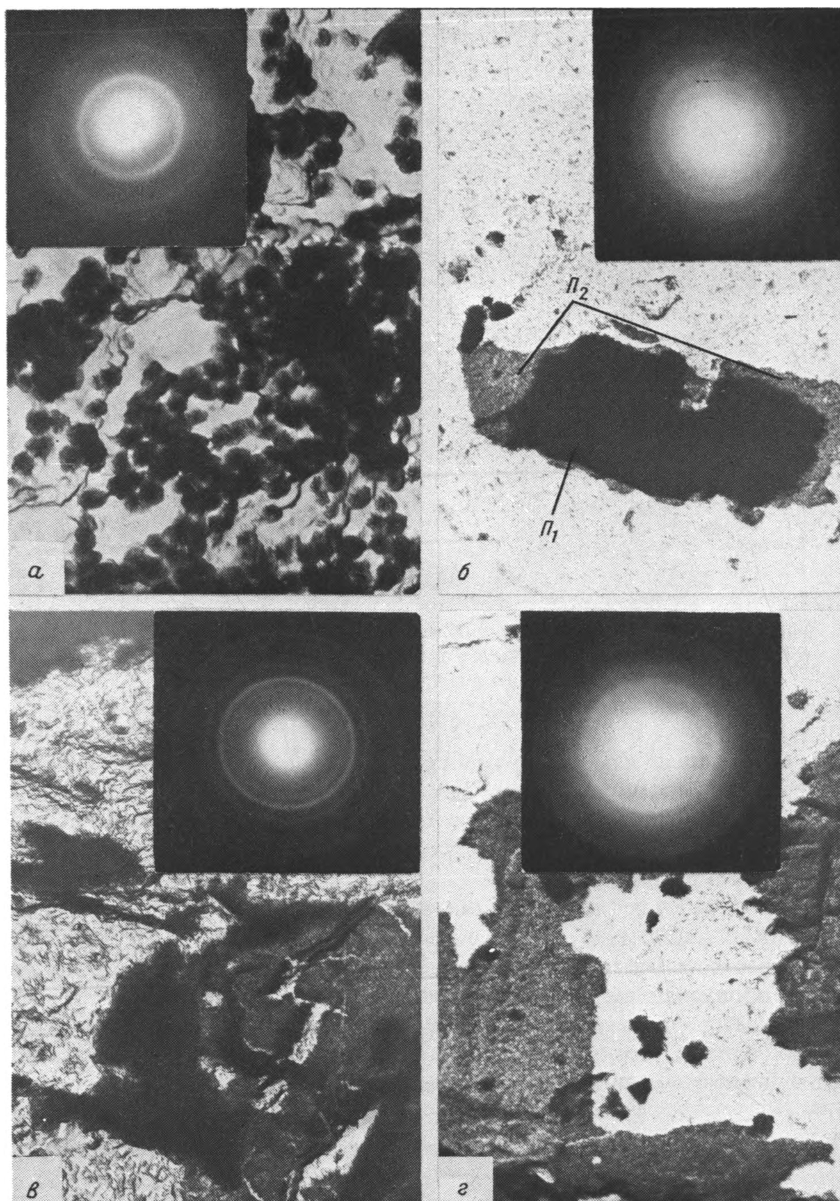
В качестве рабочих растворов обычно использовали 0,1 н. раствор KCl, раствор $NaHCO_3$ (0,200 г/л), а также урансодержащий ($\approx 2{,}5 \cdot 10^{-3}$ г/л) гидрокарбонатный раствор. Обескислороживание последних осуществлялось (до введения в ячейку) пропусканием через них в течение 4 ч очищенного азота.

Как показывают полученные данные (фиг. 1), значения φ-потенциалов в обеих сериях близки. Несколько больший разброс точек в первой серии опытов связан с не всегда одинаковой глубиной вскрытия минерала, зависящей от со-

Результаты микрохимического определения ряда элементов в исследуемых образцах пирита, г/т

Номер образца	Co	Ni	As	Pb	Zn	Cu	Mn
29	1480	60	150	80	Не опр.	50	60
К26	160	450	170	10	70	10	70
К-1	100	410	140	110	80	30	70
К-46	410	500	690	240	110	40	290
БК	180	1920	510	160	130	210	110
666	60	520	810	230	130	50	60
124	80	220	150	160	70	40	380
125	100	260	Не опр.	190	70	20	30
8/479	50	250	170	200	140	20	100
1/2203	200	530	230	190	90	30	50

Аналитик С.П. Пурусова.

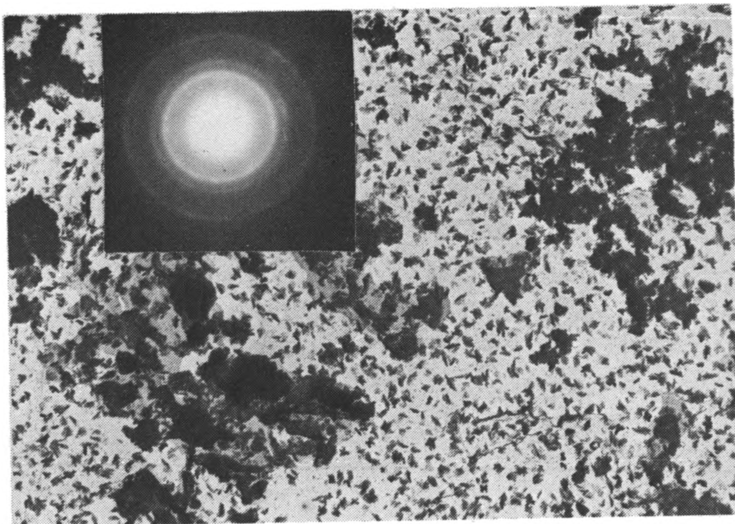


Фиг. 3. Глобулярные и пленочные новообразования на поверхности исходного пирита – $П_1$ (обр. 1/2203)

а – оксид урана UO_2, увел. 10 500; *б* – пирит ($П_2$), увел. 7500; *в* – магнетит, увел. 10 500; *г* – вюстит, увел. 7500, реплика с экстракцией. На вклейках – МДК новообразований

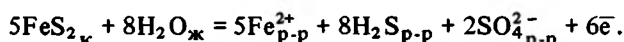
стояния поверхности самой фрезы, которая в процессе опытов постепенно срабатывается ("пришлифовывается").

В результате проведенных исследований установлено, что электродный потенциал свежеобнаженной поверхности всех изученных образцов пиритов, различающихся генезисом, типами проводимости, содержанием в указанных пределах (таблица) примесей, в барботированном азотом растворе составляет величину, близкую к –250 мВ. Совокупность точек образует на сводной диаг-



Фиг. 4. Мельчайшие частицы и пленки оксидов железа – маггемит γ-Fe_2O_3; образовавшиеся на поверхности пирита (обр. 8/479) в опыте с нарушением герметичности, реплика с экстракцией, увел. 7500. На вклейке их МДК

рамме прямую линию, параллельную оси абсцисс, т.е. не зависящую от pH раствора. Эта линия в кислой и близнейтральной средах[1] может быть охарактеризована уравнением диспропорционирования пирита в бескислородной обстановке с выделением в раствор закисного железа, сероводорода и сульфатной серы по реакции



$$5FeS_{2\,к} + 8H_2O_ж = 5Fe^{2+}_{р\text{-}р} + 8H_2S_{р\text{-}р} + 2SO^{2-}_{4\,р\text{-}р} + 6\bar{e}.$$

Величина замеренных потенциалов свидетельствует о принципиальной способности неизмененной поверхности пиритов в бескислородной обстановке восстанавливать уран.

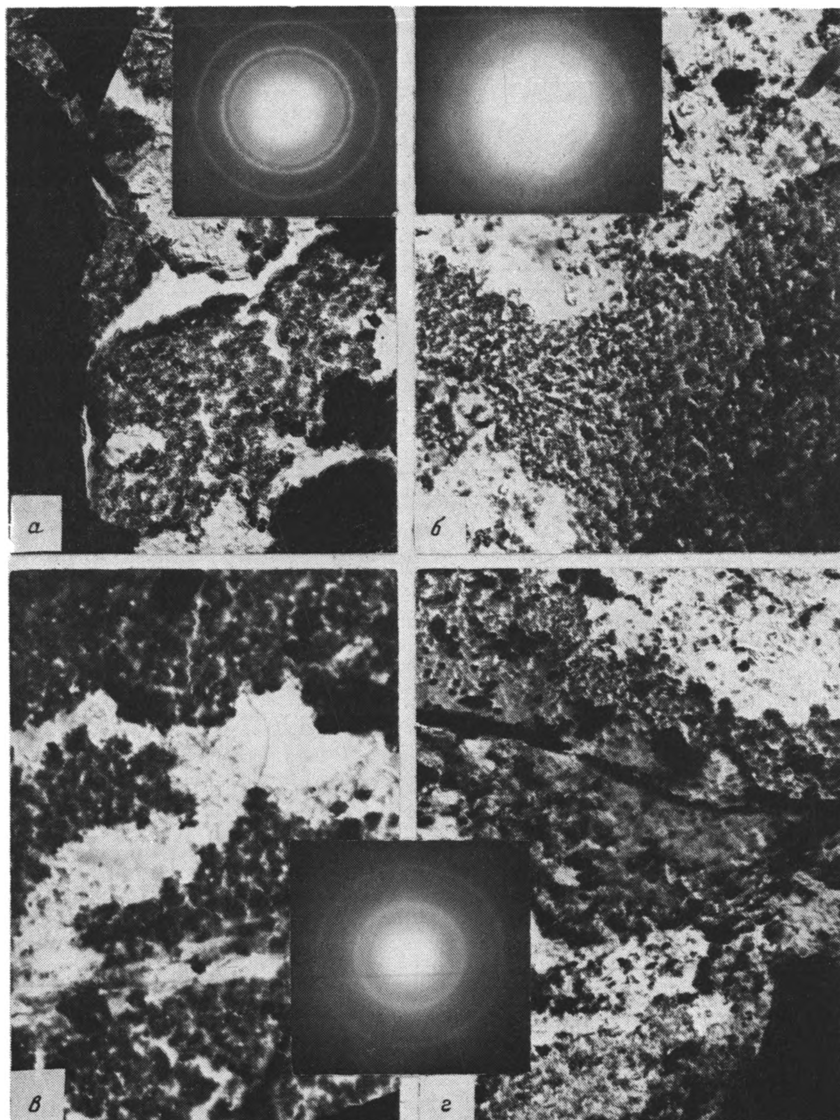
Ниже приведены результаты экспериментов, подтверждающие такую возможность. Так, в первой серии опытов образец пирита из Березовского месторождения (БК) после обнажения его поверхности фрезой в барботированном азотом гидрокарбонатном уransодержащем растворе был выдержан в герметичных условиях в течение 50 сут (к концу опыта значения φ-потенциала пирита, pH и Eh раствора соответственно составляли –60; 6,5 и +300 мВ). Электронномикроскопическими исследованиями (фиг. 2) на поверхности пирита установлены многочисленные новообразованные глобулярные выделения (и их агрегаты) оксида урана UO_2.

Во второй серии опытов на поверхности свежего скола (обр. 1/2203 – стяжение пирита из серых глин) значения φ-потенциала, pH и Eh раствора к концу опыта (через 2 мес) соответственно составляли –155; 6,5 и +280 мВ), помимо UO_2 были установлены также магнетит, вюстит и новообразованный пирит (фиг. 3).

В то же время в другом опыте этой же серии (обр. 8/479 – стяжение пирита из серого алевролита), в котором имело место частичное нарушение гер-

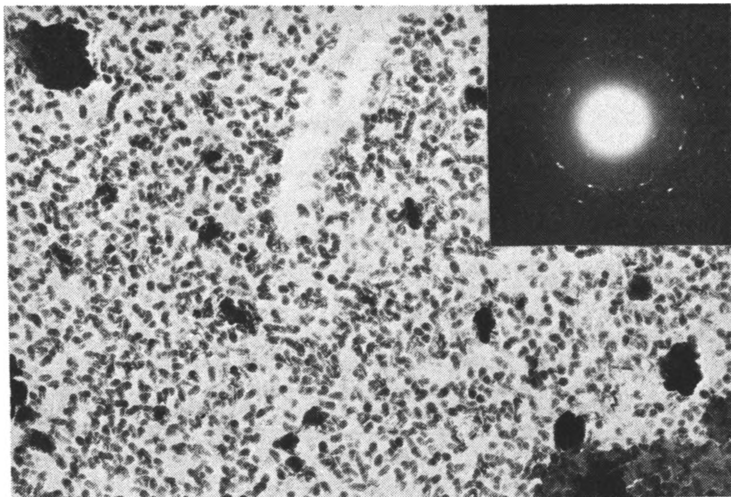
---

[1] В щелочной области следовало бы ожидать зависимость от pH, которая в условиях опыта не наблюдается, вероятно, в связи с экранирующим действием образующихся гидроксидных пленок.



Фиг. 5. Пленочные выделения оксидов и гидроксидов железа, образовавшиеся в опыте с кислородной водой (обр. 125), реплика с экстракцией
а **– вюстит, увел. 10500; *б* – лепидокрокит, увел. 7500; *в, г* – ферригидрит, соответственно увел. 10 500 и 750 и МДК этих минералов**

метичности (условия проведения опыта – как и в предыдущем случае, кроме величины φ-потенциала, которая за 6 сут изменилась с –160 до +74 мВ), на поверхности пирита были обнаружены только оксиды железа (маггемит γ-Fe_2O_3, фиг. 4). И наконец, в контрольном опыте (с исходнокислородной водой) поверхность скола пирита (обр. 125 – конкреция из мергеля) после опыта оказалась покрыта лишь пленками оксидов и гидроксидов различной плотности и толщины, микродифракционные картины (МДК) которых соответствуют вюститу, ферригидриту и лепидокрокиту (фиг. 5). Таким образом, восстановительного осаждения урана пиритом в этих условиях не происходило, вероят-



Фиг. 6. Мельчайшие выделения гидроксидов железа типа ферригидрита на поверхности пирита (обр. БК) из ячейки с водонасыщенной пастой, реплика с экстракцией, увел. 13 500. На вклейке их МДК

но, в связи с тем, что пока в растворе есть кислород, более сильный окислитель, чем U (VI), он и восстанавливается в первую очередь.

Определение состояния равновесия водного раствора с пиритом проводилось, кроме того, на тех же образцах по методике А.К. Лисицина [8] в герметично упакованных водонасыщенных пастах из порошкообразного минерала (раздробленного на воздухе до 0,1–0,5 мм). Для его смачивания использовали кислородный раствор того же состава, что и в основных опытах (содержащий $UO_2(NO_3)_2$ и $NaHCO_3$, pH 7,5–7,8).

Измерения показали, что значения Eh – pH (как и в работе [8]) расположены вблизи границы полей устойчивости пирита с гидрогётитом (см. фиг. 1). На поверхности пирита после опыта были обнаружены лишь продукты его окисления – гидроксиды типа лепидокрокита или ферригидрита (фиг. 6). Осаждения урана не наблюдалось.

Причина несовпадения значений Eh – pH водонасыщенных паст с величинами φ-потенциалов, вероятно, заключается в том, что применение в первом случае кислородной воды и, главное, порошкообразного пирита (более активного вследствие увеличения поверхности, к тому же измельченного на воздухе) приводит к интенсивному образованию экранирующих оксидных пленок. Последние изолируют поверхность неизмененного пирита, что приводит к повышению потенциала, несмотря на то, что растворенный в воде кислород к моменту установления равновесия между пиритом и водой израсходован. Поэтому по величине потенциала, замеренного в такой ячейке (без применения специальных предосторожностей, исключающих возможность окисления пирита), нельзя судить о способности пирита восстанавливать уран. Величины Eh – pH в данном случае характеризуют лишь линию равновесия пирит – гётит.

Таким образом, в результате проведенных исследований экспериментальным путем доказана способность неизмененной поверхности пирита (различного генезиса) восстанавливать и осаждать уран из гидрокарбонатных, практически не содержащих кислород, растворов.

Такие условия наблюдаются в сероцветных породах за выклиниванием зон окисления (т.е. в рудоносных зонах окислительной эпигенетической зональности).

Выполненные исследования позволили решить принципиально важный для теории экзогенно-инфильтрационного рудообразования и до последнего времени остававшийся дискуссионным вопрос о возможной роли пиритового минерального восстановительного геохимического барьера.

Список литературы

1. *Абрамов А.А.* Влияние pH на состояние поверхности пирита // Цветные металлы. 1965. № 12. С. 30–33.
2. *Абрамов А.А.* Электрохимические измерения при исследовании поверхности минералов и растворов // Обогащение руд. 1965. № 4. С. 44–45.
3. *Васильева Э.Г.* Моделирование процессов осаждения урана, селена и молибдена при взаимодействии металлоносных кислородных вод с встречным потоком газообразных восстановителей // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 6. С. 54–67.
4. *Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л.* Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 364 с.
5. *Заводнов С.С.* Карбонатное и сульфидное равновесие в минеральных водах. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 109 с.
6. *Карпов И.К., Киселева А.И., Летников Ф.А.* Моделирование природного минералообразования на ЭВМ. М.: Недра, 1976. 256 с.
7. *Коченов А.В., Дубинчук В.Т., Каширцева М.Ф. и др.* О формах выделения и условиях осаждения урана в экзогенных эпигенетических месторождениях // Геохимия. 1981. № 5. С. 769–778.
8. *Лисицин А.К.* Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 230 с.
9. *Прохоров В.Г.* Пирит // Тр. СНИИГГИМС. 1970. Вып. 103. 187 с.
10. *Рафальский Р.П.* Термодинамический анализ равновесий в геохимии и некоторые условия осаждения урана в зоне гипергенеза // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 4. С. 96–112.
11. *Рожкова Е.В., Кузнецова Э.Г., Васильева Э.Г.* Влияние бактериального процесса на образование эпигенетических сульфидных и других минералов в осадочных толщах // Литология и полез. ископаемые. 1965. № 4. С. 6–17.
12. *Соломин Г.А.* К методике определения окислительно-восстановительного потенциала и pH осадочных пород. М.: Наука, 1964. 88 с.
13. *Стащук М.Ф.* Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968. 197 с.
14. *Шаде Маркус.* Влияние пирита на миграцию и осаждение урана в зоне гипергенеза // Геология и разведка. 1984. № 3. С. 37–43.
15. *Шмариович Е.М.* О механизме пластово-инфильтрационного рудоотложения//Сов. геология. 1976. № 2. С. 80–89.
16. *Granger H.C., Warren C.J.* Unstable sulfur compounds and the origin of Roll-type Uranium Deposits // Econ.Geol. 1969. V. 64. № 2. P. 160–171.

Мингео СССР, Москва

Поступила в редакцию
28.III.1988

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 5, 1989

УДК 552.14:551.762(470.6)

© Гаврилов Ю.О., Гущин А.И., Стафеев А.Н.

ДИНАМИКА НАКОПЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ В РАННЕ- И СРЕДНЕЮРСКОЕ ВРЕМЯ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ (ОПЫТ РЕКОНСТРУКЦИИ)

Приведены данные по скоростям накопления осадочных толщ в ранне- и среднеюрское время в северной части Кавказского бассейна седиментации. Показано, что темпы осадконакопления были аномально высокими, возрастая в следующем ряду: шельф → континентальный склон → подножие склона. Рассмотрено влияние на скорость накопления отложений таких факторов, как трансгрессивное развитие водоема, эвстатические колебания уровня моря и др. Сделан вывод о том, что существенное увеличение общего фона темпов седиментации в восточной части водоема было связано с поставкой сюда крупной рекой больших масс осадочного материала.

Одним из важнейших параметров, характеризующих развитие бассейнов седиментации, является скорость накопления осадочных толщ. Находясь в зависимости от различных факторов, она меняется в очень широких пределах, о чем свидетельствуют данные по современным водоемам [72]. Рассмотрение в этом аспекте древних бассейнов седиментации дает интересные результаты для оценки как их строения на площади, так и развития во времени.

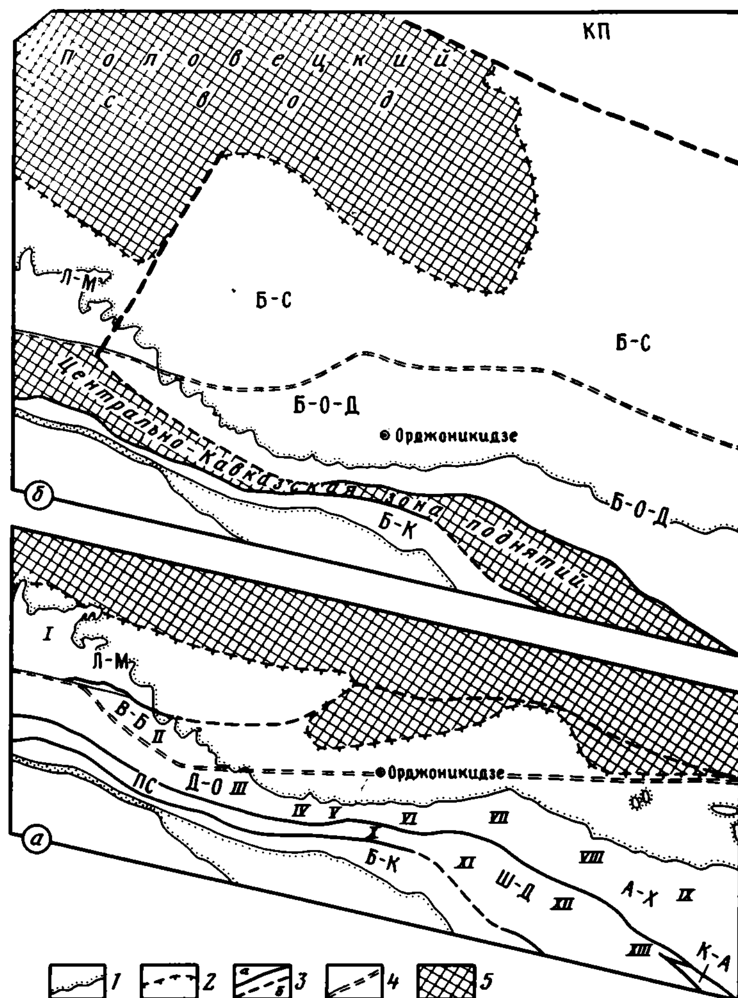
В настоящей работе предпринята попытка на основе анализа темпов осадконакопления реконструировать динамику развития осадочного процесса в ранне- и среднеюрском водоеме на территории Центрального и Северо-Восточного Кавказа.

Одним из главных требований к выполнению такого рода анализа является высокая степень изученности отложений, их дробное стратиграфическое расчленение и сопоставление на широких площадях. Стратиграфическая схема нижне- и среднеюрских отложений разрабатывалась многими исследователями [2–4,15, 17–19, 21 и др.]; в последнее время она была существенно уточнена, а для некоторых районов предложена фактически новая схема [5, 6, 9, 16], характеризующаяся детальностью расчленения толщ. Сопоставление различных свит на рассматриваемой территории достаточно надежно обосновано фауной аммонитов.

Оценка скоростей накопления осадочных толщ проводилась нами для каждой из выделенных свит, причем допускалось, что во время образования той или иной свиты скорость накопления отложений в целом была постоянной. Расчленение толщ по фауне аммонитов позволило опираться на международную стандартную шкалу аммонитовых зон.

Для выполнения требующихся оценок необходимо знать длительность хроностратиграфических подразделений. К сожалению, в настоящее время отсутствует надежное реперное датирование возрастных границ для юры. Соответственно среди исследователей нет единой точки зрения на продолжительность веков [23, 24, 27]. В своей работе мы вслед за Э. Хэллемом [24] взяли за основу датирования гипотезу о приблизительно равной продолжительности аммонитовых зон. Исходя из данных о длительности юрского периода и количестве выделяемых в нем зон, длительность каждой аммонитовой зоны оценивается примерно в 1 млн. лет.

Для численного выражения темпов накопления древних осадочных толщ производился расчет отношения мощности свиты к временно́му интервалу, за кото-



Фиг. 1. Схема структурно-фациального районирования для лейаса–аалена (*а*) и байоса – бата (*б*) [5]

1 – подошва послесреднеюрских отложений; *2* – граница распространения нижне- и среднеюрских отложений, *3* – границы структурно-фациальных зон (*а* – установленные, *б* – предполагаемые); *4* – северная граница геосинклинали Большого Кавказа; *5* – области поднятий и денудации. Структурно-фациальные зоны: Л-М – Лабино-Малкинская, Д-О – Дигоро-Осетинская, А-Х – Агвали-Хивская, Ш-Д – Шатили-Джурмутская, К-А – Кудаор-Ахтычайская, ПС – Псеашхинская, Б-К – Бзыбско-Казбекская; Б-О-Д – Балкаро-Осетино-Дагестанская, Б-С – Баксано-Сулакская, КП – Калмыцкий прогиб. Римскими цифрами обозначено расположение разрезов, для которых оценивались скорости накопления отложений

рый произошло ее образование. В качестве единицы измерения принят сантиметр в тысячу лет.

Скорость накопления осадочной толщи (СНОТ), конечно, не эквивалентна скорости седиментации осадков. Во-первых, величина СНОТ отличается от скорости седиментации тем, что она является отражением характера осадконакопления за длительный (многие сотни тысяч лет) период, во время которого могли происходить изменения режима седиментации, вплоть до размыва некоторой части уже накопившихся осадков. Во-вторых, древние отложения подверглись уплотнению – в особенности чистые глинистые разности. Установление степени уплотнения пород – крайне сложная задача, так как уплотнение зависит от многих факторов

[28]. Вместе с тем величины СНОТ и скоростей седиментации в палеобассейнах в основном связаны пропорциональной зависимостью. Поэтому в ряде случаев мы нашли возможным использовать эти понятия как синонимы.

Разнообразие строения, состава, полнота разрезов и другие особенности осадочных толщ, развитых на территории Большого Кавказа, определяются приуроченностью их к различным структурно-фациальным зонам (СФЗ). В связи с этим реконструкция динамики накопления отложений проводилась нами для разных зон. Принципы структурно-фациального районирования разработаны в работах [10, 14–16, 20 и др.]. В рассматриваемом районе для раннеюрского – ааленского времени выделяются две большие области – эпигерцинская Скифская плита и геосинклиналь Большого Кавказа, разделяющиеся Тырныауз-Пшекишской шовной зоной. В пределах Балкарии выделяется также территория, ограниченная с севера и юга Чегет-Джорским и Владикавказским разломами и образовывавшая переходную зону (Восточно-Балкарская СФЗ) между Скифской плитой и геосинклиналью (фиг. 1, *а*).

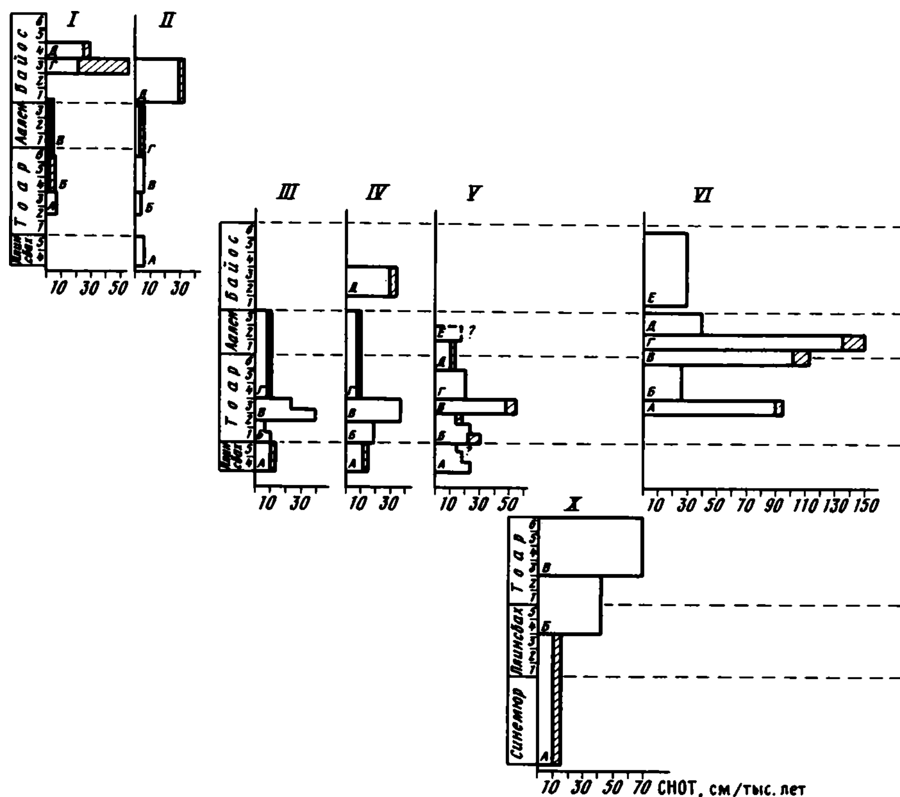
В пределах горно-складчатого сооружения Кавказа устанавливается несколько СФЗ. В связи с рядом особенностей осадконакопления на Центральном и Северо-Восточном Кавказе для них выделяются индивидуальные зоны, которые по простиранию переходят одна в другую соответственно: Дигоро-Осетинская и Агвали-Хивская СФЗ; Псеашхинская, Шатили-Джурмутская и Кудаор-Ахтычайская СФЗ.

В байосско-батское время происходит перестройка структурного плана и соответственно меняется структурно-фациальное районирование. В пределах интересующего нас района в это время выделяются (см. фиг. 1, *б*): Центрально-Кавказская зона поднятий, Балкаро-Осетино-Дагестанская зона – геосинклинальный прогиб северного склона, отделенный Сунженской зоной дислокаций от краевых прогибов Скифской плиты (Баксано-Сулакская зона).

В настоящее время в нижне- и среднеюрских отложениях на рассматриваемой территории выделяется более 30 свит, поэтому мы не приводим их описания, а в дальнейшем используем названия только общепринятых и широкоизвестных свит.

Авторы сознают, что в работе при проведении реконструкции динамики осадконакопления был принят ряд допущений. В дальнейшем – по мере накопления новых данных (в частности, по реперному датированию юры) – полученные результаты, возможно, несколько изменятся. Однако эти изменения могут коснуться деталей, но не выводов в целом.

Построение диаграмм СНОТ. На фиг. 2 представлены величины скоростей накопления отложений для разрезов, расположенных в разных СФЗ. Расчеты СНОТ проводились для каждой выделенной в том или ином районе свиты. Для удобства обсуждения фиг. 2 в тексте диаграммы СНОТ, построенные для конкретных разрезов, пронумерованы римскими цифрами (I, II, III и т.д.), соответственно диаграммы для каждой свиты последовательно снизу вверх обозначены буквами *А, Б, В* и т.д. В тех случаях, когда имелись данные по изменению мощности какой-либо свиты с севера на юг в пределах одной СФЗ, на диаграммах под одним номером показывались соответствующие величины СНОТ и изображение приобретало ступенчатый облик (например, см. фиг. 2, *IX, В*). Для свит с не установленным достаточно определенно временны́м интервалом их образования или с границами, имеющими не стратиграфический, а тектонический контакт с соседними свитами, величина СНОТ рассчитывалась нами условно и на фиг. 2 показывалась со знаком "?". Для расчета диаграмм данные по мощности разрезов и их стратиграфическому расчленению взяты из работ [2–7, 9, 14, 18], а также основаны на личных наблюдениях авторов.



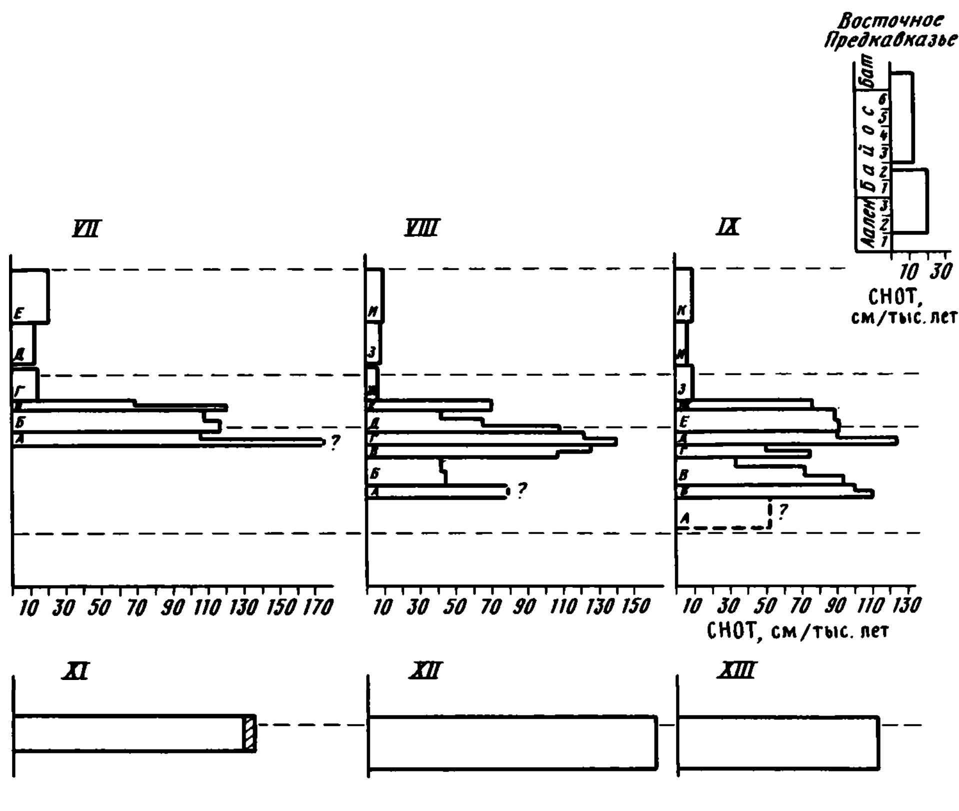
Фиг. 2. Диаграммы скоростей накопления осадочных толщ

I–XIII – разрезы: *I* – Баксан – Тызыл, *II* – Черек Безингийский, *III* – Урух, *IV* – Ардон, *V* – Фиагдон, *VI* – Асса, *VII* – Чанты-Аргун, *VIII* – Андийское Койсу, *IX* – Аварское Койсу, *X* – Терек, *XI* – верховья Чанты-Аргуна, *XII* – верховья Андийского Койсу, *XIII* – верховья Аварского Койсу. Арабскими цифрами показано зональное деление ярусов. Плинсбах: *1* – *Uptonia jamesoni*, *2* – *Tragophylloceras ibex*, *3* – *Prodactylioceras davoei*, *4* – *Amaltheus margaritatus*, *5* – *Pleuroceras spinatum*; тоар: *1* – *Dactilioceras tenuicostatum*, *2* – *Harpoceras falciferum*, *3* – *Hildoceras bifrons*, *4* – *Haugia variabilis*, *5* – *Grammoceras thouarsense*, *6* – *Dumorteria levesquei*; аален; *1* – *Leioceras opalinum*, *2* – *Ludvigia murchisonae*, *3* – *Graphoceras concavum*; байос: *1* – *"Sonninia" sowerbyi*, *2* – *Otoites sausei*, *3* – *Stephanoceras humphriesianum*, *4* – *Stenoceras subfurcatum*, *5* – *Garantiana garantiana*, *6* – *Parkinsonia parkinsoni*. Косая штриховка – интервал возможных вариаций значений СНОТ

СКОРОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗЛИЧНЫХ СФЗ

Западная и восточная части рассматриваемой области характеризовались несколько различными условиями осадконакопления, поэтому рассмотрим их по отдельности.

В районе Центрального Кавказа начало юрского этапа седиментации в пределах Псеашхинской СФЗ, наиболее близко расположенной к осевой части прогиба, ознаменовалось накоплением толщи грубых отложений – гравелиты, крупно- и среднезернистые песчаники, глинисто-алевритовые сланцы (кистинская свита); мощность около 1000 м. Гранулометрический состав и фациальный облик отложений свидетельствуют об их накоплении в условиях мелководного водоема, в который с суши сносились продукты разрушения доюрского фундамента. Недостаточная определенность датировки нижней границы толщи затрудняет установить точный временно́й интервал ее накопления. Считая, что образование толщи



происходило на протяжении всего синемюра и раннего плинсбаха, темпы ее накопления можно оценить в 10–12 см/тыс. лет (см. фиг. 2, *X, А*). В то же время севернее (в пределах Дигоро-Осетинской СФЗ) происходило образование вулканогенно-осадочной толщи (осетинская свита), скорости накопления которой можно оценить как не более чем 10 см/тыс. лет.

В районах, расположенных восточнее бассейна Терека, отложения, синхронные кистинской свите на Северном Кавказе, не вскрываются.

С наступлением домерского (позднеплинсбахского) этапа осадконакопления море заметно продвинулось на север. В результате изменившихся условий седиментации, которые последовали вслед за углублением водоема, в пределах Псеашхинской СФЗ грубые породы кистинской свиты сменились гораздо более тонкими глинисто-алевритовыми отложениями с резко подчиненным количеством прослоев мелкозернистых песчаников (циклаурская свита). Скорости накопления отложений также заметно возросли: как видно из фиг. 2, *X, Б*, они оцениваются в 40–42 см/тыс. лет.

Севернее, в пределах Дигоро-Осетинской СФЗ, которая в это время представляла собой область шельфа – сравнительно пологую поверхность, несколько наклоненную к югу, накапливались глинистые алевролиты и песчаники мизурской свиты. Они являлись сравнительно мелководными отложениями с многочисленными следами ползающих животных и биотурбации. Скорости накопления толщи, составляющие 12–22 см/тыс. лет (см. фиг. 2, *III–V, А*), здесь были существенно меньше по сравнению с одновозрастными отложениями циклаурской свиты.

В Восточно-Балкарской СФЗ, являвшейся в это время наиболее северной областью седиментации, скорость накопления отложений составляла всего

5–7 см/тыс. лет (см. фиг. 2, *II, A*), т.е. примерно в 8 раз меньше, чем в Псеашхинской СФЗ. Таким образом, сравнение диаграмм СНОТ для домерского этапа показывает отчетливую тенденцию возрастания скоростей осадконакопления от мелководных прибрежных районов к более глубоководным, располагавшимся ближе к осевой части водоема. Причем, учитывая, что по составу породы циклаурской свиты в отличие от мизурских гораздо более глинистые и соответственно в большей степени подверглись постседиментационному уплотнению, различия в скоростях седиментации были еще больше, чем при сравнении мощностей уплотненных пород.

В раннем тоаре (аммонитовые зоны *tenuicostatum* и *falciferum*) в Псеашхинской СФЗ продолжалось формирование циклаурской свиты (40–42 см/тыс. лет), причем наиболее глинистой ее части. В этот период с территории Восточно-Балкарской СФЗ море временно отступило (здесь нет отложений этого возраста). В Дигоро-Осетинской СФЗ осадконакопление продолжалось – образовывались преимущественно глинистые отложения. Вместе с тем отметим, что текстурно-структурные признаки пород указывают на существование здесь весьма нестабильных условий седиментации в неглубоком водоеме. Как видно из фиг. 2, *III–IV, Б*, величина СНОТ в разных разрезах варьировала от 6 до 32 см/тыс. лет, увеличиваясь в восточном направлении. Однако это увеличение, видимо, связано с тем, что более восточные разрезы в этой СФЗ характеризуют осадконакопление на большем удалении от берега, где скорости были выше.

В конце раннего и на протяжении позднего тоара в Псеашхинской СФЗ происходило образование преимущественно глинисто-алевритовой толщи морской свиты. Причем по сравнению с предыдущим этапом величина СНОТ возросла почти на 30 см/тыс. лет, достигнув 70 см/тыс. лет (см. фиг. 2, *X, В*). Очевидно, во время накопления толщи величина СНОТ менялась, но недостаточная фаунистическая охарактеризованность отложений не позволяет выделить более дробные стратиграфические подразделения.

Во всех СФЗ, расположенных севернее Псеашхинской, конец раннего тоара (аммонитовая зона *Hildoceras bifrons*) заметно отличается от других этапов седиментации. В это время произошла трансгрессия моря на север[1]: возобновилось осадконакопление в Восточно-Балкарской СФЗ, началось накопление морских отложений в пределах Лабино-Малкинской СФЗ – море впервые покрывает южную часть Скифской платформы и образуется геоморфологически отчетливо выраженная область шельфа.

Анализ диаграмм СНОТ показывает, что везде этому времени соответствуют относительно повышенные скорости осадконакопления, хотя и существенно различные в разных СФЗ. Если в Лабино-Малкинской и Восточно-Балкарской СФЗ величины СНОТ равны соответственно 7 и 5 см/тыс. лет (см. фиг. 2, *I, A, II, Б*), то в Дигоро-Осетинской зоне они возрастают до 40–55 см/тыс. лет (см. фиг. 2, *III–V, В*), в Кестантинской впадине (Пшекиш-Тырныаузская шовная зона) – до 50 см/тыс. лет.

В позднетоарское и ааленское время повсеместно (как в пределах шельфа, так и континентального склона) отмечается замедление скоростей накопления отложений по сравнению с предыдущим этапом. В пределах Дигоро-Осетинской СФЗ величины СНОТ для разных разрезов и для разных интервалов времени варьируют от 8 до 21 см/тыс. лет (см. фиг. 2, *III–IV, Г, V, Г–Е*), в Лабино-Малкинской и Восточно-Балкарской зонах они составляют 2–6 см/тыс. лет (см. фиг. 2, *I, В, II, Г*); в Кестантинской впадине – 12–20 см/тыс. лет.

Следующий – байосский этап развития юрского водоема знаменуется заметным повышением величин СНОТ, достигающих на территории бывшей Дигоро-Осетинской СФЗ 32 см/тыс. лет. а Лабино-Малкинской и Восточно-Балкарской

[1] По данным В.П. Казаковой [8], начало трансгрессии приходится на зону *Harpoceras falciferum*.

СФЗ – 30–58 см/тыс. лет. Связано это с тектонической перестройкой области Большого Кавказа и существенным изменением морфологии бассейна, что обусловило смещение на площади водоема областей максимальных скоростей осадконакопления.

Для восточной части рассматриваемого района юрского водоема диаграммы СНОТ отличаются от западной рядом особенностей. Прежде всего обращает на себя внимание общее увеличение величины СНОТ для лейаса – аалена. Так, для Шатили-Джурмутской СФЗ значения СНОТ возрастают по сравнению с одновозрастными образованиями Псеашхинской СФЗ с 40 до 160 см/тыс. лет (см. фиг. 2, *XI–XIII*). Для разрезов Агвали-Хивской СФЗ конфигурация диаграмм СНОТ такова, что на них при общем высоком фоне скоростей осадконакопления можно выделить два относительных максимума (см. фиг. 2, *VI, А; VIII, А; IX, Б*). Нижний, достигающий 110 см/тыс. лет, соответствует концу раннего тоара (аммонитовая зона *H. bifrons*) и сопоставляется со сходным максимумом в западной части профиля. Таким образом, он имеет по крайней мере региональный характер. Другой экстремум СНОТ (до 120–140 см/тыс. лет) наблюдается в верхнем тоаре и соответствует нижней части аммонитовой зоны *Dumorteria pseudoradiosa* (ассабская свита [5]); он отчетливо выделяется в разрезах Западного Дагестана и Чечни.

Обращает на себя внимание существенное уменьшение (6–15 см/тыс. лет) СНОТ в позднем аалане – начале раннего байоса (см. фиг. 2, *VII, Г; VIII, Ж; IX, З*), и только в разрезе р. Асса для этого этапа были характерны высокие (40 см/тыс. лет) значения СНОТ (см. фиг. 2, *VI, Д*).

В пределах широкой Агвали-Хивской СФЗ в некоторых случаях можно наблюдать разрезы одновозрастных отложений, располагающихся вкрест простирания зоны, т.е. на разных расстояниях от береговой линии палеоводоема. Отмечено, что разрезы тех или иных свит, находящиеся на большем удалении от береговой линии (более южные), неизменно оказываются более мощными, чем их северные аналоги. Это обстоятельство, непосредственно связанное с увеличением скоростей осадконакопления в южной части зоны, находит свое отражение на диаграммах СНОТ: как видно из фиг. 2, *IX*, разность между ними может достигать 20–60 см/тыс. лет.

В позднем аалене в результате трансгрессии море продвинулось далеко на север на территории Восточного Предкавказья, образовав восточную часть шельфа водоема. Для области шельфа осадконакопление здесь осуществлялось достаточно высокими темпами: величина СНОТ для позднего аалена – начала раннего байоса местами достигает 20 см/тыс. лет, что заметно выше по сравнению с западным шельфом (Лабино-Малкинская СФЗ).

Для восточной части района в байосе были характерны невысокие скорости осадконакопления по сравнению с лейасом. Причем обнаруживается интересная особенность, присущая этому этапу седиментации: величины СНОТ возрастают с востока (6–12 см/тыс. лет, см. фиг. 2, *VIII, И; IX, К*) на запад (13–27 см/тыс. лет, см. фиг. 2, *VI, Е; IV, Д*), но тем не менее остаются меньше, чем в Дигоро-Осетинской СФЗ. Таким образом, в байосе наблюдается противоположная (по сравнению с лейасом) картина распределения величин СНОТ.

В пределах Восточного Предкавказья темпы накопления отложений были также невелики – значения СНОТ не превышают 5–12 см/тыс. лет, и гораздо меньше, чем в Лабино-Малкинской СФЗ (30–50 см/тыс. лет).

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРОВАВШИЕ СКОРОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ В РАННЕ- И СРЕДНЕЮРСКОМ ВОДОЕМЕ

Анализ имеющихся данных свидетельствует о том, что темпы осадконакопления в ранне- и среднеюрской геосинклинали Большого Кавказа были весьма высокими. Как показано ранее, величины СНОТ в зоне шельфа колеблются в пределах от 4 до 20 см/тыс. лет, на континентальном склоне они увеличиваются и дос-

тигают 70–90 см/тыс. лет и даже более 120 см/тыс. лет, в зоне, соответствующей подножию склона, темпы накопления максимальные – 120–160 см/тыс. лет. Учитывая, что мы оперируем данными по уплотненным породам, реальные скорости осадконакопления были в 2–3 раза выше.

А.П. Лисицын [13], проанализировав современные обстановки осадконакопления, пришел к выводу, что скорости седиментации, превышающие 10 см/тыс. лет, следует рассматривать как аномально высокие (лавинная седиментация). Согласно этому критерию в юрском водоеме темпы накопления отложений на континентальном склоне и у его подножия, а также местами и в области шельфа являлись аномально высокими, иногда превышая его более чем в 10 раз.

Общий высокий фон темпов накопления толщ осложняется весьма неравномерным распределением значений СНОТ. Возникновение такой неравномерности обусловлено как общими закономерностями развития всей геосинклинали Большого Кавказа, так и местными причинами. Кроме того, следует учитывать, что юрский водоем, существовавший на территории Большого Кавказа, являлся частью океана Тетис, и соответственно отражал определенные тенденции в его развитии.

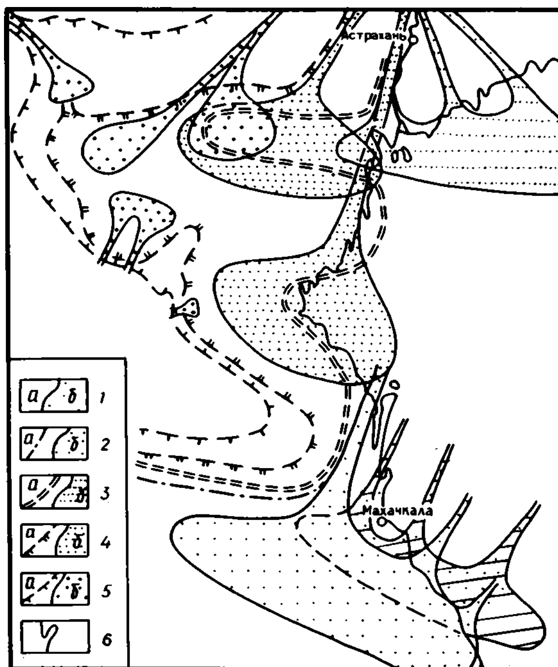
Одним из основных факторов, влиявших в той или иной степени на характер осадконакопления в геосинклинали Большого Кавказа, являлась развивавшаяся на протяжении ранней и средней юры трансгрессия моря [3,15 и др.], которая была тесно связана с нисходящими движениями в зоне прогиба. Действительно, если сравнить распределение отложений различного возраста, то увидим, что, начиная с синемюра более молодые отложения занимали соответственно более широкие площади, чем предыдущие. Так, например, если в синемюре на рассматриваемой территории накопление отложений кистинской свиты происходило в пределах Псеашхинской СФЗ, то область распространения верхнеааленской толщи захватывала южную часть Скифской плиты, а байосской – продвинулась еще севернее.

Следует отметить, что по мере трансгрессивного в целом развития ранне- и среднеюрского бассейна с течением времени "геоморфологические функции" тех или иных участков морского ложа менялись, а это влекло за собой изменение характера осадков и темпов их накопления. Так, в домерское время в пределах Дигоро-Осетинской СФЗ накапливались алевролитовые и песчаные отложения, по своему фациальному облику характерные для шельфа. Причем то обстоятельство, что однотипный характер отложений прослеживается на несколько десятков километров вкрест простирания зоны, свидетельствует о достаточно большой ширине палеошельфа. Позднее, например в конце раннего тоара, эта территория интенсивно прогибалась и превратилась в материковый склон с гораздо более высокими скоростями накопления осадков, чем прежде, а функции шельфа в это время начала выполнять южная часть Скифской плиты. Соответственно в конкретных разрезах (см. фиг. 2) наблюдаются существенно различные величины СНОТ для этих двух интервалов.

На характер осадконакопления оказывало влияние неравномерное развитие трансгрессии: периоды интенсивного продвижения моря на сушу чередовались с эпохами относительной его стабилизации или даже отступления. Нестабильность положения береговой линии влияла на деятельность дельты крупной реки, располагавшейся на востоке района [22]. Привнос этой рекой значительных масс осадочного материала обусловил увеличение здесь величин СНОТ, что явилось причиной явной асимметрии профиля (см. фиг. 2). Поскольку асимметрия начинает проявляться по крайней мере с домера[2], можно, видимо считать, что дельта существовала уже в это время. Территориально она, очевидно, располагалась в области западного побережья современного Каспия (фиг. 3).

---

[2] Более древние отложения на востоке Большого Кавказа не вскрываются в пределах рассматриваемого района.



Фиг. 3. Расположение береговой линии (*а*) и дельты палеореки (*б*) северо-восточной части бассейна Большого Кавказа

1 – середина позднего тоара (предполагаемое положение); *2* – конец позднего тоара – начало позднего аалена; *3* – поздний аален – начало раннего байоса; *4* – ранний байос; *5* – поздний байос – начало бата (?); *6* – береговая линия Каспийского моря

Обращает на себя внимание тот факт, что в позднетоарское – раннеааленское время в пределах Восточного Кавказа дельтовые фации продвинулись далеко в море (см. фиг. 3), образовав мощную преимущественно песчаниковую толщу с маломощными пластами углей (карахская [22], батлухская и датунская [5] свиты). Продвижение дельты в сторону моря В.Т. Фролов связывал с восходящими движениями суши, существовавшей на территории Северного Каспия. Вместе с тем литологические исследования нижне- и среднеюрских отложений в пределах Центрального и Западного Кавказа [1] свидетельствуют об обмелении моря в конце тоарского века, что также ранее связывалось с локальным оживлением в это время восходящих движений. Учитывая свидетельства падения уровня водоема, отмеченные на широкой площади, можно достаточно уверенно считать, что с этим временем связан регрессивный этап в развитии юрского водоема на Кавказе. Палеогеографический анализ юрского периода, проведенный Э. Хэллемом, показал, что концу позднего тоара – началу аалена вообще было присуще эвстатическое понижение уровня водоемов [25, 26]. В связи с этим регрессия на Северном Кавказе нам представляется отражением гораздо более широкого события.

Понижение уровня кавказского водоема привело к тому, что накопившиеся ранее отложения дельты начали активно размываться и переотлагаться на новом уровне, формируя в области развития морских отложений толщи дельтовых фаций. При этом можно было бы ожидать появления особенно высоких скоростей накопления именно дельтовых отложений в разрезе по сравнению с остальной чисто морской частью толщи. Однако, как видно из фиг. 2, *IX, Е, Ж*, значения СНОТ хотя и велики, но не превосходят, например, предыдущие. Такое положение связано с тем, что отложения, накапливавшиеся в области развивающейся дельты и авандельты, в дальнейшем вследствие активной гидродина-

мики неоднократно размывались и повторно переотлагались, о чем свидетельствуют многочисленные следы субаквальной эрозии осадков. Вместе с тем толща, подстилающая дельтовый комплекс и представляющая собой отложения подводного конуса выноса, аккумулировавшиеся в стабильной обстановке, характеризуются наиболее высокими значениями СНОТ. Вполне вероятно, что синхронные дельтовой толще накопления (см. фиг. 2, *VI, В, Г*) также характеризуют собой отложения подводного конуса выноса с присущими ему высокими величинами СНОТ.

На Центральном Кавказе, где не существовало такого крупного поставщика осадочного материала, как на востоке, а соответственно не было крупных дельтовых накоплений, позднетоарская – раннеааленская регрессия не вызвала заметного перераспределения отложений. Напротив, обмеление моря и усиление гидродинамики не способствовали аккумуляции в зоне шельфа и материкового склона осадочного материала, который уносился в более глубоководные части бассейна, что,видимо, и обусловило уменьшение в этих областях значений СНОТ.

Помимо позднетоарско-раннеааленской регрессии следы временного отступления моря отмечены также на иных стратиграфических уровнях отложений J_{1-2} Северного Кавказа; так, например, из разреза выпадает часть толщи нижнего тоара в Восточно-Балкарской СФЗ и Архыз-Гузерипльской СФЗ Западного Кавказа [11]. Считается, что это локальное проявление восходящих движений. Однако появление в одновозрастных отложениях Дагестана (ратлубская свита [5]) линз и прослоев грубого материала (в частности, конгломератовидных линзовидных прослоев), видимо, может свидетельствовать о гораздо более широком проявлении восходящих движений, а соответственно о сопутствующей им регрессии и размыве более древних пород. К сожалению, неполнота разреза ратлубской свиты затрудняет более или менее точную оценку величин СНОТ для Дагестана (см. фиг. 2, *IX, А*); в пределах Центрального Кавказа скорость накопления отложений в это время (так же, как и в позднем тоаре – раннем аалене) была сравнительно невысокой (см. фиг. 2, *III–V, А*).

Эти регрессивные эпизоды сменялись ярко выраженными трансгрессивными этапами, когда море заметно продвигалось на север. Эти трансгрессии во второй половине тоара и в позднем аалене существенно повлияли на осадконакопление в геосинклинальном бассейне. Особенно значительные последствия имела ааленская трансгрессия: как видно из фиг. 2, *IX*, скорости осадконакопления в это время резко (в 7–10 раз по сравнению с предыдущим периодом) уменьшились. Что же вызвало столь значительное замедление темпов накопления осадочного материала?

В результате стремительно происшедшей трансгрессии оказались затопленными обширные территории Восточного Предкавказья – береговая линия здесь продвинулась на север примерно на 300 км. Соответственно в этом же направлении произошла миграция дельты палео-Волги. Положение ее в позднеааленское время существенно изменилось по сравнению с ранним ааленом (см. фиг. 3). В результате трансгрессии образовался обширный мелководный шельф, где накапливались многократно перемытые глинисто-алевритовые и песчаные отложения. В целом на территории Восточного Предкавказья накопление осадков происходило сравнительно невысокими (СНОТ 10 см/тыс. лет) темпами (фиг. 4, *А*). Только в северной части этой области зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты испытывала заметное погружение, и по сравнению с другими частями шельфа в образовавшемся прогибе улавливалось и накапливалось с гораздо более высокими (СНОТ 30 см/тыс. лет) скоростями значительное количество терригенного материала, приносившегося палеоречной системой с Восточно-Европейской платформы. Некоторая часть осадочного материала сносилась в водоем с существовавшей на территории Скифской плиты системы среднегорных поднятий, высота которых, по палинологическим данным, была не менее 0,6–1 км.

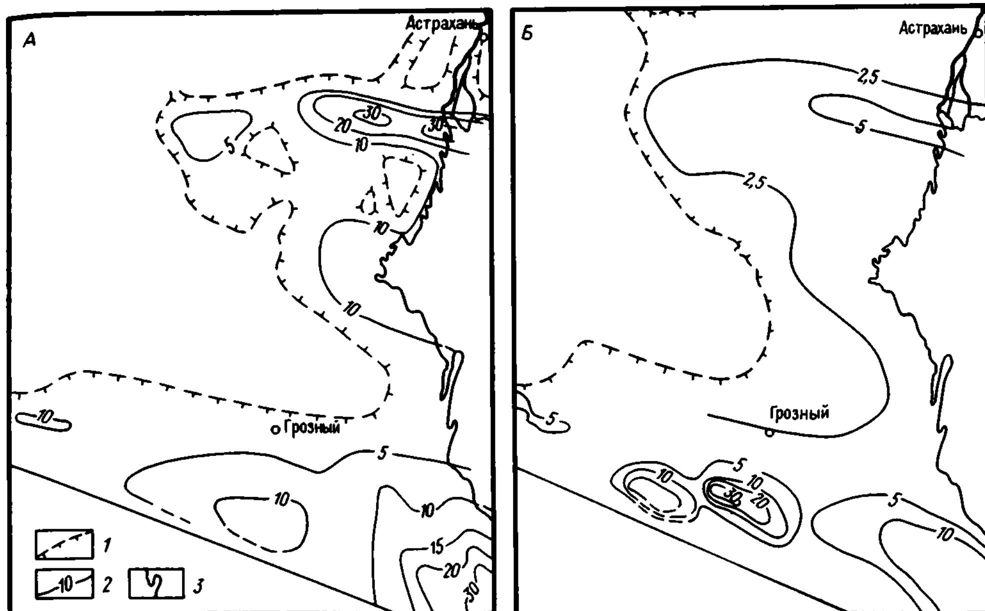


Рис. 4. Схема скоростей накопления отложений для позднеааленского – начала раннебайосского (*А*) и позднебайосского – начала раннебатского (*Б*) времени
1 – положение береговой линии; *2* – изолинии скоростей накопления отложений; *3* – положение береговой линии Каспийского моря

Несмотря на относительно невысокие скорости осадконакопления, здесь на огромной площади улавливалась и захоронялась значительная масса осадочного материала. Соответственно только относительно небольшое количество осадков, приносимых в водоем реками с севера, достигало геосинклинального прогиба. Это обстоятельство явилось одной из главных причин существенного замедления темпов накопления отложений в пределах Агвали-Хивской СФЗ. Величины СНОТ здесь на значительной территории не превышают 10 см/тыс. лет, и только в юго-восточном направлении возрастают (см. фиг. 4), некоторое увеличение СНОТ происходило и в западном направлении, где роль источника осадочного материала начинала играть Предкавказская суша. Но в целом можно считать, что в позднеааленское – раннебайосское время скорости накопления отложений на территории Восточного Предкавказья и на северном борту прогиба Восточного Кавказа были приблизительно равными.

Таким образом, замедление темпов накопления осадочных толщ в области материкового склона было в основном обусловлено происшедшим в результате трансгрессии смещением на значительное расстояние от прогиба дельты – главного в этой части района поставщика осадочного материала.

Иначе повлияла на седиментацию трансгрессия во второй половине раннетоарского времени. С ней совпало существенное увеличение скоростей накопления отложений. По значениям СНОТ этот интервал заметно выделяется среди других особенно в пределах Центрального Кавказа (см. фиг. 2, *III–V, В*), в меньшей степени на востоке из-за общего высокого здесь фона величин СНОТ.

Наступление моря на север в пределах Лабино-Малкинской СФЗ на Центральном Кавказе осуществилось примерно на 25–30 км; в восточных районах, где труднее произвести прямую оценку, продвижение моря из-за высокого стояния берега было меньшим. Трансгрессия привела к смещению депоцентра бассейна седиментации к северу или по крайней мере существенному расширению зоны высоких значений СНОТ и распространению их в пределы Дигоро-Осетинской

и Агвали-Хивской СФЗ, тогда как ранее они были приурочены к областям, тяготевшим к осевой части водоема. В результате трансгрессии и образования в южной части Лабино-Малкинской СФЗ морского шельфа Дигоро-Осетинская СФЗ сама превратилась в область склона и подножия шельфа и стала зоной активного осадконакопления. В дальнейшем, по мере накопления здесь осадочной толщи и продолжающегося прогибания – прежде всего осевой части водоема, максимум скоростей осадконакопления опять стал смещаться к югу и величина СНОТ в Дигоро-Осетинской СФЗ заметно уменьшилась.

Таким образом, рассмотрев осадконакопление в сходных СФЗ во время двух этапов наступления моря на сушу, следует отметить: во-первых, трансгрессии несомненно оказывали существенное влияние на осадочный процесс; во-вторых, эти явления находились друг с другом в сложной взаимосвязи и между ними нет четко выраженной пропорциональной зависимости – если в одном случае происходило замедление скоростей накопления отложений, то в другом, напротив, увеличение.

В начале раннебайосского времени осуществлялась структурная перестройка района [15 и др.]. В некоторых его частях этот процесс сопровождался отступлением моря и частичным размывом ранее накопившихся толщ. В результате этой перестройки произошла дифференциация бассейна на ряд новых структурно-фациальных зон (см. фиг. 1). В осевой части геосинклинального прогиба сформировалась система центральнокавказских поднятий, ограничивавшая с юга зону Балкаро-Осетино-Дагестанских прогибов. Перестройка структурного плана региона обусловила смещение депоцентра бассейна седиментации к северу – теперь он располагался примерно на территории северной части бывших Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской СФЗ, а возможно, в зоне сочленения их со Скифской плитой (см. фиг. 4, *Б*).

Для байос-батского времени (как и для позднеааленского) характерна неравномерность темпов осадконакопления на разных участках водоема. На новом этапе в пределах обширной территории Восточного Предкавказья скорости осадконакопления несколько замедлились в связи с дальнейшей миграцией дельты палео-Волги на север. Однако по-прежнему, хотя и слабо, выделялась несколько большими скоростями накопления осадков зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (см. фиг. 4, *Б*).

В пределах зоны Балкаро-Осетино-Дагестанских прогибов отмечается явная асимметрия в распределении величин СНОТ. Но в отличие от лейас-раннеааленского времени, когда выявлялась отчетливая тенденция к увеличению скоростей накопления отложений в восточном направлении, в байосское время наблюдалась противоположная картина – наибольшие величины СНОТ приурочены к западной части этой зоны (см. фиг. 2). Такое распределение значений СНОТ сходно с позднеааленским временем и обусловлено той же причиной: резкое уменьшение количества поставляемого в восточную часть прогиба осадочного материала. В то же время к западу водоем существенно сужался и осадочный материал мог поступать как с севера (из области предкавказских поднятий), так и с юга (из зоны центральнокавказских поднятий), что обусловливало здесь достаточно высокую скорость осадконакопления. Существовавшая система разломов, поперечных кавказскому простиранию, привела к разделению бассейна на ряд впадин, которым были присущи свои величины СНОТ.

* *
*

Подводя итог изложенному, отметим следующее.

В целом осадочный процесс в Кавказском бассейне характеризовался аномально высокими скоростями седиментации. Темпы накопления осадочных толщ в разных частях ранне- и среднеюрского водоема в значительной степени определялись приуроченностью к тем или иным морфоструктурным элементам бассейна

осадконакопления: наименьшие величины СНОТ были свойственны шельфовым областям, возрастая в направлении: материковый склон → подножие склона → → северное обрамление осевой части прогиба. Трансгрессивная направленность развития юрского бассейна, сопровождавшаяся его постепенным заполнением осадочным материалом, приводила к тому, что определенные части ложа водоема в разные отрезки времени выполняли различные геоморфологические функции (например, область домерского шельфа в тоарское время превратилась в материковый склон). Соответственно с течением времени в этих областях менялись скорости накопления отложений. Различия в скоростях осадконакопления в разных частях прогиба, приведшие к асимметричному распределению величин СНОТ в его центральной и восточной частях, в значительной степени были обусловлены деятельностью крупной реки, приносившей в водоем большое количество осадочного материала. В периоды замедления нисходящих движений накапливавшиеся осадочные толщи заполняли некоторые участки водоема, существенно изменяя морфологию его ложа, влияя на глубину моря и соответственно на последующие обстановки осадконакопления, т.е. собственно осадочный процесс в значительной степени определял и регулировал условия седиментации (в том числе скорость) на разных этапах развития водоема.

Список литературы

1. *Безбородов Р.С.* Литология верхнелейасовых и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа в связи с перспективами их нефтегазоносности // Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 107–254.
2. *Безносов Н.В.* Байосские и батские отложения Северного Кавказа. М.: Недра, 1967. 178 с.
3. *Безносов Н.В., Казакова В.П., Леонов Ю.Г., Панов Д.И.* Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа // Материалы по геологии газоносных районов СССР. М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 109–191.
4. *Безносов Н.В., Шелховский В.В.* Юрская система. Нижний и средний отделы. Вост. часть Сев. Кавказа // Геология СССР. Т. IX. Ч. I. М.: Недра, 1968. С. 168–185.
5. *Гущин А.И.* Закономерности геологического развития Северо-Восточного Кавказа в ранне- и среднеюрское время: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1986. 16 с.
6. *Гущин А.И., Панов Д.И.* О стратиграфии нижнеюрских отложений антиклинория Бокового хребта (Дагестан) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1983. № 5. С. 19–28.
7. *Казакова В.П.* К стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Айгамуга-дон (Горная Осетия) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 8. С. 60–65.
8. *Казакова В.П.* Тоарские хильдоцератиды (аммоноидеи) из джигиатской свиты междуречья Большой Зеленчук – Кубань (Северный Кавказ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 1. С. 86–102.
9. *Казакова В.П., Гущин А.И., Панов Д.И.* Верхнеплинсбахские аммониты и возраст нижних горизонтов нижнеюрских отложений Восточного Кавказа (на территории Дагестана) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 4. С. 61–78.
10. *Леонов Ю.Г.* Структурно-фациальная зональность раннеюрского – ааленского прогиба Центрального и Западного Кавказа // Докл. АН СССР. 1966. Т. 167. № 1. С. 166–169.
11. *Леонов Ю.Г.* Ранне- и среднеюрские фазы поднятия и складкообразования Большого Кавказа // Геотектоника. 1969. № 6. С. 31–38.
12. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
13. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 1. // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 6. С. 3–27.
14. *Панов Д.И.* Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 154–207.
15. *Панов Д.И.* Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. I. С. 13–24.
16. *Панов Д.И., Гущин А.И.* Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранне-среднеюрского времени и регионально-стратиграфическое расчленение нижне-среднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 124–139.
17. *Пац В.М.* К стратиграфии юры по р. Чанты-Аргуну (Чечено-Ингушская АССР) // Тр. по геол. и полез. ископаемым Северного Кавказа. 1938. Вып. 1. С. 153–161.
18. *Потапенко Ю.Я., Безносов В.Н.* Юрская система. Нижний и средний отделы. Центральная часть Северного Кавказа // Геология СССР. Т. IX. Ч. I. М.: Недра, 1968. С. 185–193.

19. *Ренгартен В.П.* Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения. 1932. Вып. 148. 80 с.
20. *Ростовцев К.О., Никанорова Л.А.* Стратиграфия и основные черты тектонического развития Большого Кавказа и Предкавказья в ранней и средней юре // Сов. геология. 1970. № 5. С. 3–19.
21. *Филимонов И.Д.* Краткий геологический очерк бассейна р. Андийское Койсу в Дагестане // Тр. по геол. и полез. ископаемым Сев. Кавказа. 1938. Вып. 1. С. 129–152.
22. *Фролов В.Т.* Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.
23. *Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др.* Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
24. *Хэллем Э.* Юрский период. Л.: Недра, 1978. 272 с.
25. *Hallam A.* Eustatic cycles in the Jurassic // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1978. V. 23. N 1. P. 1–32.
26. *Hallam A.* A revised sea-level curve for the early Jurassic // J. Geol. Soc. 1981. V. 138. Pt 6. P. 735–744.
27. *Kent D.V., Gradstein F.M.* A Crateceous and Jurassic geochronology // Bull. Geol. Soc. America. 1985. V. 96. N 11. P. 1419–1427.
28. *Rieke H.H., Chilingarian G.V.* Compaction of argillaceous sediments. Amsterdam: Elsevier, 1974. 424 p.

Геологический институт АН СССР,
Москва
Московский государственный университет

Поступила в редакцию
4.VII.1988

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 5, 1989

УДК 552.14:551.761:(569.1)

Бебешев И.И., Джалилов Ю.М., Юдин Г.Т.,
Сурия О., Рустом Ш., Шабан Ф.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИРИИ

В статье рассматриваются литолого-фациальные и минералого-петрографические особенности карбонатно-эвапоритовых отложений Сирии. Впервые дана их генетическая классификация, позволившая воссоздать палеогеографию Сирийской платформы в триасовое время.

В пределах Сирии широкое развитие получил триасовый газонефтеносный комплекс, являющийся продуктивным в районах Пальмирид, восточного склона Алеппского свода, Евфратской впадины и Северо-Восточной Сирии (Румеланский и Джебесинский районы).

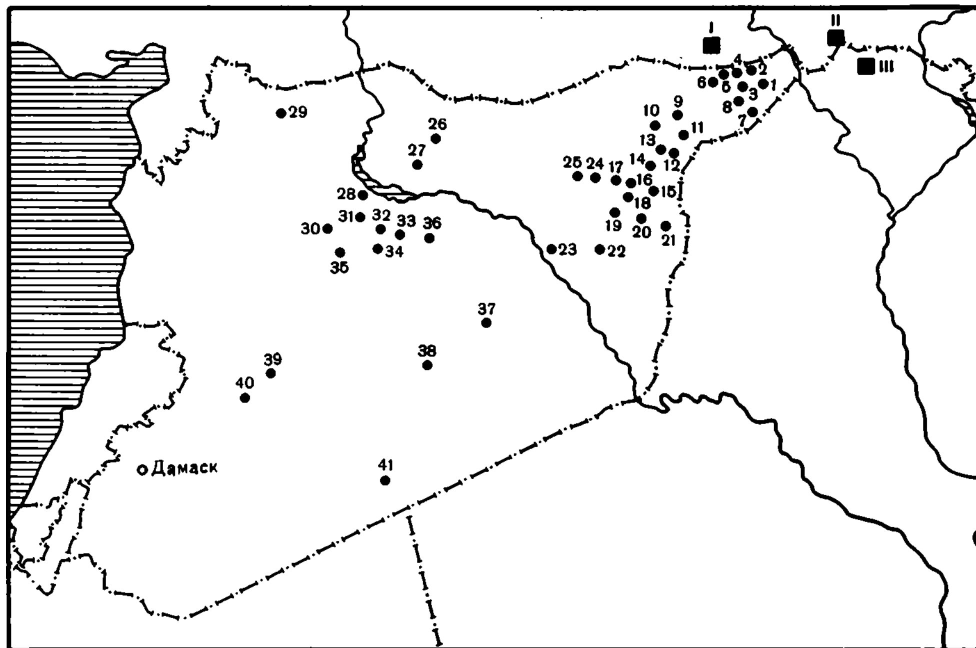
Все открытые залежи УВ приурочены к карбонатным отложениям свиты курачина-доломит, экраном для залежей служат эвапоритовые отложения (ангидриты, каменная соль) свит курачина-ангидрит и адая.

Результаты исследования триасовых отложений Сирии указывают на сложный характер их строения, обусловленный фациальной изменчивостью и зональным развитием слагающих резервуар зон и подзон. Продуктивная свита курачина-доломит в большинстве случаев представлена плотными доломитами, в которых пористые и трещинные разности встречаются спорадически. Изучение характера изменения трещинных коллекторов указывает на высокую неоднородность основных коллекторских свойств. На ряде месторождений наилучшие коллекторы с пористостью до 5–7% наблюдаются в основном в присводовых частях структур, на крыльях их свойства значительно ухудшаются.

До последнего времени все известные скопления нефти и газа в триасовых отложениях Сирии связаны с антиклинальными ловушками, различающимися по типу резервуара, особенностями строения складок, углеводородному составу, продуктивности скважин и т.д. Однако дальнейшие перспективы поисков скоплений нефти и газа в триасе не должны ограничиваться структурными ловушками, фонд которых быстро исчерпывается. Имеющиеся данные позволяют предполагать наличие в регионе неантиклинальных залежей, связанных с литологическими ловушками, обусловленными локальным развитием зон трещинных коллекторов, зонами стратиграфических несогласий и разрывных нарушений, а также с ловушками комбинированного типа.

Решение последней задачи тесно связывается с детальными литолого-фациальными и минералого-петрографическими исследованиями триасовых отложений Сирии, проводившимися в 1983–1985 и 1987 гг. совместно советскими и сирийскими специалистами, что позволило установить генезис и условия формирования рассмотренного комплекса в связи с перспективами поисков возможных ловушек неантиклинального типа. Исследования проводились методом литолого-фациального анализа, разработанного и усовершенствованного в Геологическом институте АН СССР [5, 11].

Триасовые отложения обнажаются лишь на ограниченных участках на западе страны, и поэтому изучение их производилось в основном по данным скважин глубокого бурения (фиг. 1). По литологическому составу триасовые отложения



Фиг. 1. Схема расположения глубоких скважин и разрезов

Скважины: 1 – Румелан-6; 2 – Алаян-101; 3 – Хадади-1; 4 – Бадран-1; 5 – Аода-107; 6 – Шамо-1; 7 – Наур-1; 8 – Хрбет-3; 9 – Бадри-101; 10 – Шейх-Мансур-1; 11 – Нора-1; 12 – Хол-1; 13 – Абу-Хайдар-1; 14 – Тишрин-5; 15 – Гбеби-101; 16 – Джибиси-208; 17 – Салхия-1; 18 – Рим-1; 19 – Маза-1; 20 – Маркада-101; 21 – Бахри-1; 22 – Тель-Зраб-1; 23 – Дерро-2; 24 – Сиром-1; 25 – Сиром-4; 26 – Ракка-1; 27 – Кенаан-1; 28 – Маскане-1; 29 – Алеппо-1; 30 – Азар-1; 31 – Джиб-Ганем-1; 32 – Сфае-1; 33 – Амала-1; 34 – Зидан-1; 35 – Хабари-1; 36 – Расафа-1; 37 – Диди-1; 38 – Соукне-1; 39 – Шарифе-1; 40 – Кариатен-1; 41 – Танф-1

Разрезы: I – Хазро; II – Харбол; III – Иракский Курдистан

крайне разнообразны и подразделяются на десять свит (фиг. 2). В генетическом отношении они представляют собой сложнопостроенную полифациальную толщу, состоящую из чередования континентальных, прибрежно-морских и морских комплексов.

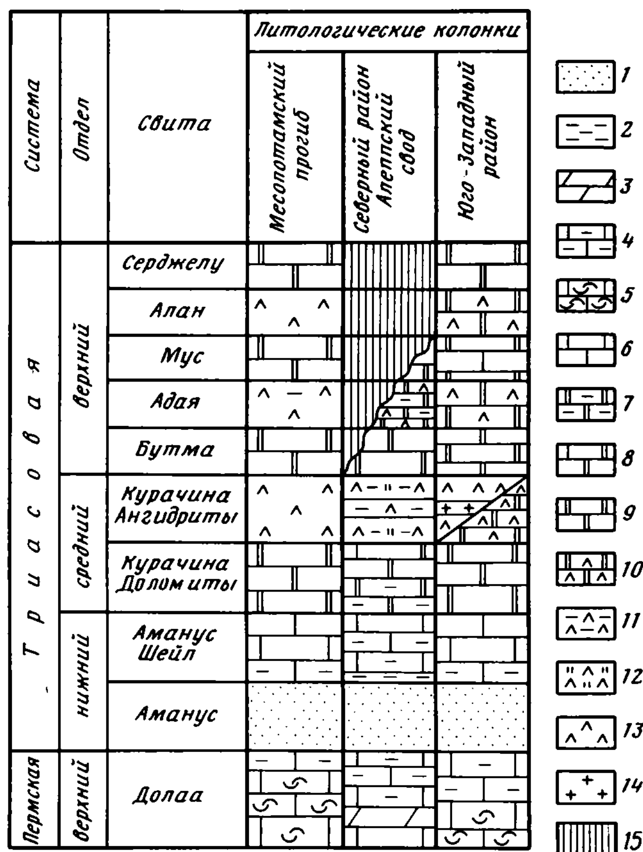
Литолого-петрографическая характеристика триасовых отложений

Отложения триаса представлены карбонатными, сульфатными и терригенными образованиями, литолого-фациальные исследования которых позволили оценить их генезис и представить историю триасового бассейна седиментации.

Известняки. Среди них выделяются хемогенные, органогенные и глинистые разновидности.

Хемогенные известняки образуются путем непосредственного осаждения карбоната кальция из водного раствора. Они подразделяются на пелитоморфные, микрокомковатые (сгустковые), микро-, мелко-, средне- и крупнозернистые.

Пелитоморфные известняки состоят преимущественно из мелких кристаллов изометричной формы. В породе отмечаются отдельные кристаллы или группы кристаллов более крупных размеров, как правило, округлой формы, что, по-видимому, связано с процессом постседиментационной перекристаллизации. Подобным образом часто протекает процесс доломитизации пород с образованием небольших промежуточных участков, сложенных магнезиальным кальцитом или доломитом. По мнению Г.А. Каледы [8], такая перекристаллизация и доломитизация известняков связана с неравномерностью распределения примесей в общей

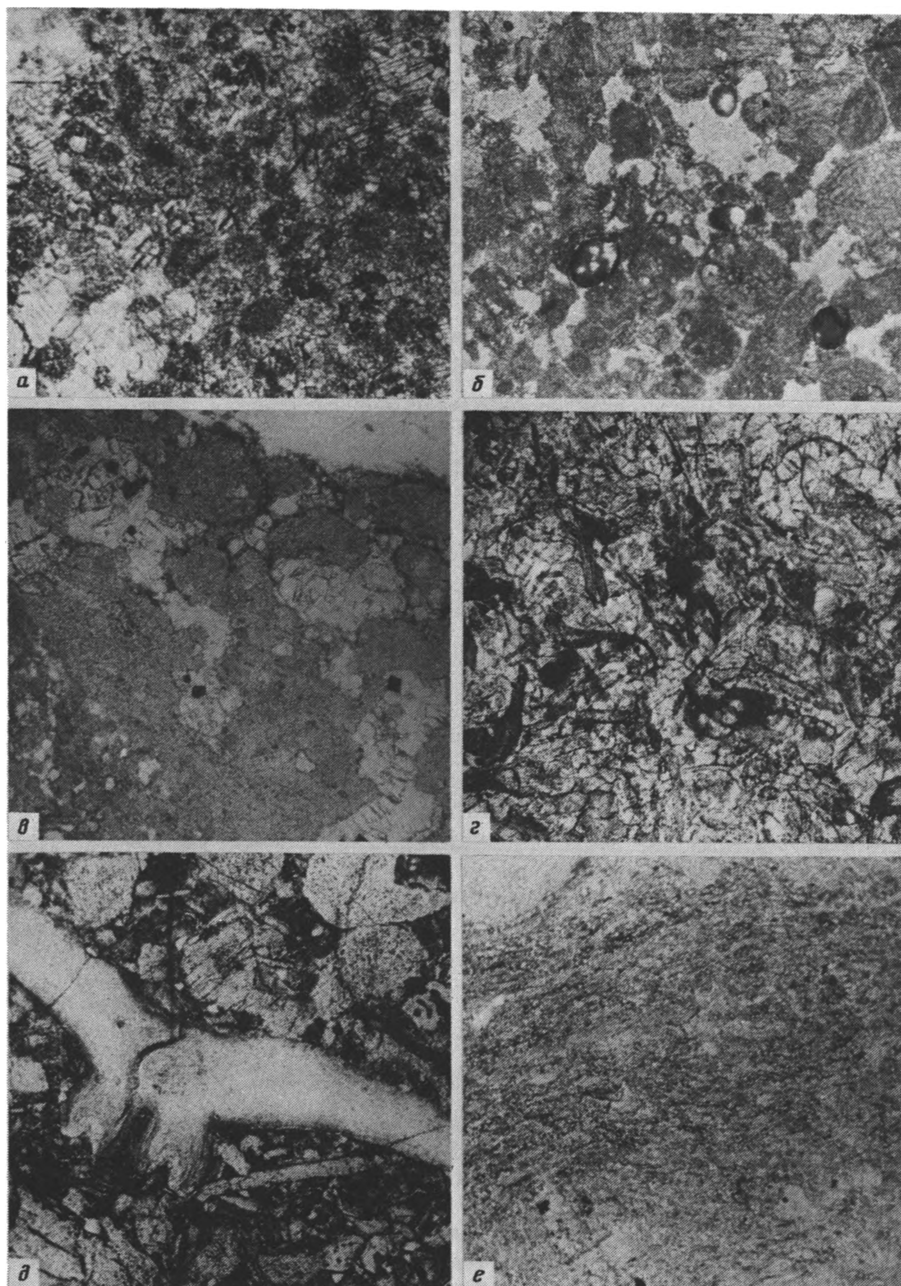


Фиг. 2. Схема расчленения триасовых отложений Сирии

Литологические типы пород: 1 – песчаники; *2* – аргиллиты; *3* – мергели; *4* – глинистые известняки; *5* – органогенные известняки; *6* – известняки; *7* – глинистые доломиты; *8* – известковистые доломиты; *9* – доломиты; *10* – ангидритистые доломиты; *11* – глинистые ангидриты; *12* – доломитистые ангидриты; *13* – ангидриты; *14* – соли; *15* – области отсутствия осадконакопления

массе. До сих пор среди исследователей не существует общего мнения по вопросу генезиса пелитоморфных известняков. Некоторые авторы полагают, что образование этих пород в значительной степени зависит от бактериальной деятельности [6, 7]. Однако большинство исследователей придерживаются точки зрения, что образование пелитоморфных известняков происходит в результате непосредственной химической садки [9, 10]. По нашему мнению, рассматриваемые известняки скорее всего формировались путем химического осаждения в триасовом морском бассейне Сирии, о чем, в частности, может свидетельствовать их тесная парагенетическая связь с доломитами и сульфатами. Известняки пелитоморфного типа распространены в отложениях свиты аманус шейл, хотя в подчиненном отношении они присутствуют практически по всему разрезу, при этом они приурочены к средним частям пачек и связаны постепенными переходами с более крупнозернистыми известняками.

Микрокомковатые (сгустковые) известняки состоят из мелких округлой формы комочков (сгустков) пелитоподобного известняка, сцементированных мелкозернистым или пелитоморфным кальцитом (фиг. 3, *а*, *б*). Генезис рас-



Фиг. 3. Известняк

а — органогенный, микрокомковатый (сгустковый), доломитизированный, по порам видны более светлые новообразования ангидрита; *б* — органогенный микрокомковатый (сгустковый), полностью доломитизированный, доломитистый цемент замещен ангидритом; *в* — микро- и мелкозернистый доломитизированный; по порам развивается аутигенный ангидрит; *г* — фораминиферовый доломитизированный; *д* — органогенно-обломочный; *е* — известняк строматолитовый

сматриваемых известняков не до конца ясен. И.В. Хворова [12] считает, что в образовании подобных известняков большую роль играли синезеленые водоросли, а также сверлящие водоросли и илоеды. По нашему мнению, сгустковые известняки триасовых отложений Сирии образовались в результате химической садки кальцита с образованием небольших комочков вследствие коагуляции. Подобную точку зрения высказывали и другие исследователи. А.З. Сюндюков [9] отмечает, что косвенным доказательством хемогенной природы сгустковых известняков является отсутствие в сгустках следов жизнедеятельности организмов.

Микро- и мелкозернистые известняки сложены в основном микрокристаллическим кальцитом изометричной формы, часто они доломитизированы (см. фиг. 3, *в*). Ими почти целиком сложена верхняя часть свиты аманус шейл. Кроме того, в виде маломощных пачек они принимают участие в разрезе верхнего и среднего триаса. Для данных пород характерно незначительное количество примесей, представленных либо редкими зернами кварца алевритовой размерности, либо глинистым веществом, распределенным по тонким прослоям.

Среднезернистые известняки сложены кристаллами кальцита изометричной и реже лапчатой формы. Они встречаются по всему разрезу триаса, часто в разной степени доломитизированы, и наряду с микрозернистыми известняками, слагают довольно мощные пачки. В качестве примесей в среднезернистых известняках присутствуют единичные обломки кварца алевритовой размерности угловато-вытянутой или изометричной формы и округлые зерна глауконита. Встречаются 2–3-миллиметровые прослои, обогащенные глинистым веществом.

Крупнозернистые известняки имеют ограниченное распространение и встречаются только в отложениях свиты аманус шейл. Образование этих известняков связывается с перекристаллизацией более мелкозернистых разностей, о чем косвенно свидетельствует их приуроченность к зоне повышенной трещиноватости пород.

Органогенные известняки. Среди них выделяются фораминиферовые, органогенно-обломочные и строматолитовые известняки.

Фораминиферовые известняки состоят более чем на 50% из остатков раковин фораминифер, сцементированных микро- и мелкозернистым кальцитом. Во многих образцах по цементу развиты новообразованные ромбические кристаллы доломита. Для породы характерна незначительная примесь (первые проценты) терригенного вещества (см. фиг. 3, *г*). Фораминиферовые известняки развиты в отложениях свиты доалаа.

Органогенно-обломочные известняки состоят из обломков брахиопод, иглокожих и фораминифер, а также из карбонатных пород и цемента (фиг. 3, *д*). Обломки карбонатов удлиненной или изометричной формы сложены пелитоморфным или микро- и мелкозернистым известняком. Кроме этого, отмечаются единичные зерна глауконита средней или хорошей окатанности. Цемент породы представлен мелко- и среднезернистым кальцитом, эти известняки характерны для отложений свиты доалаа. Единичные прослои встречаются в породах свиты аманус шейл, где процентное содержание обломков карбонатов возрастает до 40%.

Строматолитовые известняки встречаются в виде небольших прослоев практически во всех свитах нижнего мезозоя, и особенно в карбонатах, подстилающих эвапоритовые толщи. Для них характерна волнообразная, линзообразная слоистость, которая подчеркивается чередованием светлых и более темных прослоев, обусловленных повышенным содержанием углистого вещества (см. фиг. 3, *е*). Строматолитовые известняки часто в значительной степени доломитизированы, при этом доломитизация отличается равномерностью и охватывает весь объем породы.

Глинистые известняки содержат в своем составе глинистое вещество в количестве от 5 до 30%. Как правило, эти породы имеют пелитоморфную структуру. Текстура пород массивная. Наряду с глинистыми доломитами они образуют маломощные (0,5–2 см) прослои. В отложениях свит аманус шейл в Квашмука

встречаются пачки мощностью в десятки метров, представленные глинистыми известняками. В пермских отложениях свиты доалаа глинистые известняки встречаются совместно с мергелями, с которыми связаны постепенными переходами, являются преобладающими типами пород.

Доломиты. Доломиты наряду с сульфатами являются преобладающими типами пород. Проблема генезиса доломитов, несмотря на многочисленные исследования как в нашей стране, так и за рубежом, до сих пор окончательно не решена [1–4, 10, 14, 15].

Материалы, которыми мы располагаем в настоящее время, не позволяют однозначно судить о первичном или вторичном генезисе триасовых доломитов Сирии. Однако, описывая разрезы мезозойских отложений, мы постоянно сталкиваемся с известняками и магнезиальными известняками, в той или иной степени доломитизированными. На основе анализа фактического материала нами в процессе исследований была принята точка зрения, что процесс доломитизации для большинства доломитов протекал, по-видимому, на границе между седиментацией и диагенезом. Сравнительный анализ структурно-текстурных типов известняков и доломитов не обнаруживает принципиальных (кроме химического состава) различий между ними.

Доломиты подразделяются на хемогенные, органогенные и обломочные разновидности, которые по своим структурным признакам не отличаются от подобных типов известняков. Кроме того, были описаны следующие типы доломитов, в которых доломитизация протекала совместно с перекристаллизацией и вторичность происхождения которых не вызывает сомнения.

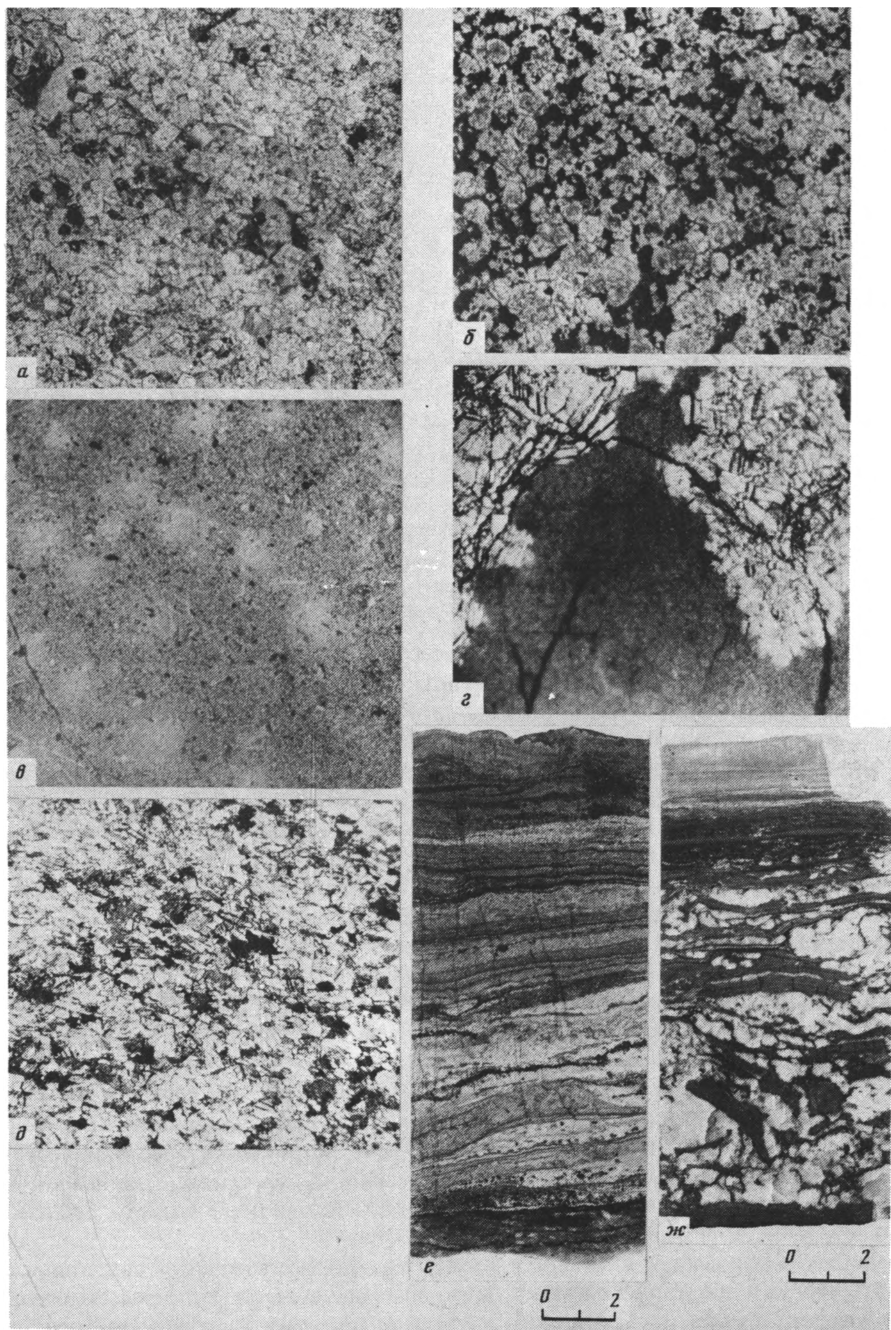
С р е д н е - и к р у п н о з е р н и с т ы е д о л о м и т ы, однородные, неслоистые, практически без примеси других карбонатов. Порода сложена кристаллами средней и крупной размерности, правильной формы, с реликтами органогенных структур. Форма кристаллов доломитов этого типа указывает на вторичную перекристаллизацию. Образование этих пород связывается с доломитизацией ранее известковой породы либо с перекристаллизацией доломита какого-либо другого типа, так как обычно породы не сохраняют первичные генетические признаки. Рассмотренные доломиты встречаются во всех свитах триасового разреза Сирии (фиг. 4, *а*).

С р е д н е з е р н и с т ы е д о л о м и т ы, однородные, с порами, заполненными битуминозным веществом. Кристаллы, как правило, имеют изометричную или слабоокруглую форму. Порода в целом слоистая, подчеркиваемая прослойками органического вещества. Подобные доломиты могут образовывать толщи значительной (до десятков метров) мощности, залегают они, как правило, над слоями аргиллитов или известняков. При тщательном изучении отмечаются реликты органогенных структур (по-видимому, раковин фораминифер), замещенных доломитом. Хотя вторичность доломитизации рассматриваемых пород не вызывает сомнений, она, вероятно, проходила сразу же за седиментацией, еще до литификации осадка. Наиболее распространены эти доломиты в свитах бутма и курачина-доломит , где они являются хорошими коллекторами (см. фиг. 4, *б*).

И з в е с т к о в ы й д о л о м и т, мелкозернистый, неслоистый (см. фиг. 4, *в*), на фотографии отличается изометричными, более светлыми участками (без четких границ), сложенными микрокристаллическим доломитом.

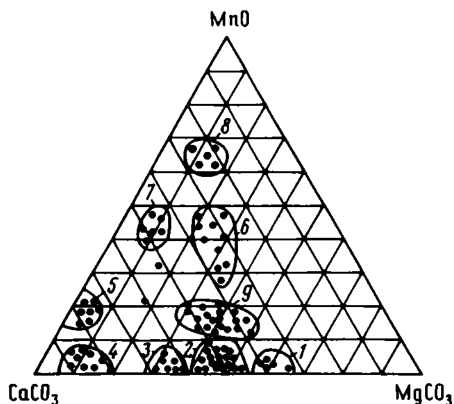
Доломитизация для микро- и мелкозернистых известняков без слоистости, с массивной текстурой протекала, по всей вероятности, при диагенетической переработке пород. Подобные образования, как правило, встречаются в верхах свиты аманус шейл. На фиг. 5 приведены обобщенные данные химических анализов, позволяющие судить о процентном соотношении магнезиальной и известковистой составляющих в карбонатных породах Сибири.

На первой диаграмме (фиг. 5) выделено восемь полей, которые отвечают по составу: 1) магнезиальным доломитам, 2) чистым доломитам, 3) известковым доломитам, 4) известнякам и магнезиальным известнякам, 5) глинистым

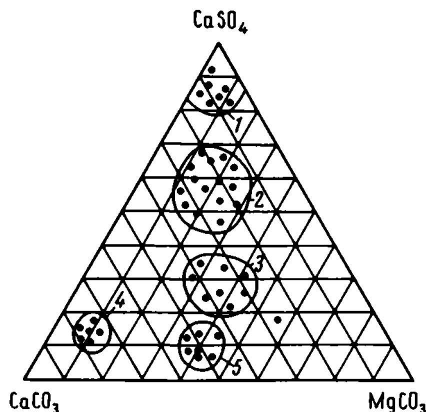


Фиг. 4. Доломит

а – органогенный, средне- и крупнозернистый, органогенные остатки (фораминифер?) практически перекристаллизованы и замещены доломитом (поровое пространство выполнено битуминозным веществом); *б* – среднезернистый, органогенный (фораминиферовый?), битуминозный; *в* – известковистый, микрозернистый (в окрашенном шлифе светлые участки представлены аутигенным доломитом); *г* – микрозернистый (к трещинам приурочены новообразования ангидрита); *д* – микрозернистый (более темные прослои), переслаивающихся с ангидратами среднезернистыми с беспорядочной текстурой; *е* – водорослевый (?) тонкослоистый, слоистость подчеркивается распределением темного органического вещества (верхняя половина); *ж* – ангидритистый



Фиг. 5



Фиг. 6

Фиг. 5. Диаграмма состава карбонатов триасовых отложений Сирии

1 – магнезиальные доломиты; *2* – чистые доломиты; *3* – известковистые доломиты; *4* – известняки и магнезиальные известняки; *5* – глинистые известняки; *6* – доломитистые мергели; *7* – мергели; *8* – известковистые глины; *9* – глинистые доломиты

Фиг. 6. Диаграмма состава сульфатов и карбонатов триасовых отложений Сирии

1 – ангидриты; *2* – доломитистые ангидриты; *3* – ангидритовые доломиты; *4* – ангидритовые известняки; *5* – ангидритовые доломиты

известнякам, 6) доломитовым мергелям, 7) известковистым глинам и 8) глинистым доломитам.

На второй диаграмме (фиг. 6) выделено пять полей: 1) ангидритов, 2) доломитистых ангидритов, 3) ангидритовых доломитов, 4) ангидритистых известняков и 5) ангидритистых доломитов.

Анализ приведенных выше данных помогает определить состав пород различных свит. На диаграмме видно, что свиту серджели слагают в основном доломитовые мергели, а в свите курачина-доломит наиболее часто встречаются чистые доломиты. Поле 8 образовано только породами из нижней части свиты бутма. В целом рассматриваемая диаграмма показывает большое разнообразие доломитов, присутствующих в разрезе триасовых отложений Сирии.

Ангидриты. При микроскопическом изучении эвапоритов нами были выделены следующие типы ангидритов, достаточно часто встречающиеся в изучаемых разрезах.

Средне- и мелкозернистый ангидрит, занимающий от 5 до 25% объема пор, имеющих изометричную форму, а также внутренние части раковин микроорганизмов. Ангидриты подобного типа встречаются как в известняках, так и в доломитах практически по всему разрезу и, как правило, не имеют четкой стратиграфической приуроченности к определенным карбонатным свитам (см. фиг. 4, *в*).

Форма и структура указанных ангидритов достаточно четко свидетельствуют о вторичности их происхождения, которая определяется вторичностью перераспределения сульфатного вещества в разрезе при миграции его по трещинам и микротрещинам и выполнении свободных поровых пространств. Возможно, при этом происходило частичное растворение первичного карбонатного материала в порах и вынос его в другие части разреза.

Средне- и мелкозернистый ангидрит, редко крупнозернистый, занимающий от первых до 30% объема породы, выполняющий трещины. Как правило, кристаллы имеют игольчатую форму; параллельны между собой и перпендикулярны к краям выполняемой трещины.

Ангидриты подобного типа встречаются обычно в доломитах, залегающих

над пластами чистых ангидритов, и наблюдаются практически во всех свитах – от курачина-доломит в низах разреза до серджели в верхах. Форма и структура данных образований достаточно однозначно указывают на их генезис. Они образовались скорее всего в период перехода осадочного гипса в ангидрит, когда высвободившиеся воды могли легко мигрировать вверх по разрезу, перенося часть сульфатного вещества и осаждая его на своем пути в трещинах карбонатных пород (см. фиг. 4, *г*).

Ангидрит с беспорядочной текстурой, среднезернистый, занимающий от 50 до 80% породы и часто образующий участки со звездчатым расположением кристаллов, подобно первому типу. В породе сохранились небольшие, сильно корродированные по краям участки мелкозернистого карбоната. Подобные ангидриты, как правило, встречаются в непосредственной близости и над мощными пластами ангидрита или же в пластах доломита, находящихся внутри ангидритовых толщ. Наибольшей распространенностью они пользуются в свитах курачина-ангидрит, бутма, адая, алан, серджели. На вторичность образования подобных ангидритов указывают сохранившиеся реликтовые участки карбоната, в общем беспорядочная, с частыми звездчатыми участками структура, отсутствие слоистости, местоположение в разрезе и, как правило, их незначительная мощность. Вероятно, также, что рассматриваемый тип пород образовался в результате постседиментационных процессов миграции и перераспределения сульфатного вещества в разрезе (см. фиг. 4, *д*).

Ангидрит средне- и мелкозернистый, имеющий упорядоченную, взаимно параллельную слоистости породы ориентировку кристаллов, обычно порода серого цвета, горизонтально-волнисто-слоистая, иногда с прослоями аргиллита. Ангидрит подобного типа образует мощные пласты, которые почти полностью составляют свиты курачина-ангидрит, адая, алан. Подобные же пласты сравнительно меньшей мощности встречаются в свитах курачина-доломит, бутма и серджели. На первичность генеза подобных образований указывает их слоистость, ориентированность кристаллов, мощность толщ, сложенных ими, а также их значительное плащеобразное распространение практически на всей территории Сирии (см. фиг. 4, *ж*).

Такие породы образовались, видимо, в мелководном морском бассейне во время ограниченного притока нормально-соленой воды и подтока воды с суши. Как правило, они приурочены к наиболее удаленным от берега частям бассейна.

Ангидрит средне- и мелкозернистый, с упорядоченной структурой, обогащенный глинистым веществом с тонкими прослоями ангидритистых аргиллитов и аргиллитов с отпечатками крупных (1–2 мм) кристаллов гипса и ангидрита. В ангидритах кристаллы имеют взаимопараллельную ориентировку по слоистости породы. Породы преимущественно серого, темно-серого, зеленоватого цвета, полосчатые, горизонтально-слоистые. Как правило, такие ангидриты имеют ограниченную мощность (первые метры) и залегают непосредственно над строматолитовыми доломитизированными известняками. Последнее свидетельствует об образовании рассматриваемых ангидритов вблизи берегов, в лагунных, прибрежно-мелководных условиях, возможно, с периодическим осушением (см. фиг. 4, *е*).

Песчаники. Они слагают свиту аманус и частично свиту аманус шейл. Отличительной особенностью рассматриваемых песчаников является их стабильный, преимущественно кварцевый состав.

На северо-востоке Сирии песчаники мелко- среднезернистые, сероцветные, неслоистые, средней сортировки, состоящие из плохо окатанных или неокатанных обломков кварца, изометричной или треугольной формы. В разрезе скв. Салхия-1 встречены также полуокатанные и таблитчатые обломки полевых шпатов, представленных калиевым полевым шпатом и альбитом. Их содержание не превышает 10%. Цемент песчаников изменяется по разрезу, в низах свиты аманус он известковистый, базального типа, выше по разрезу постепенно замещается на глинисто-известковистый и глинистый порового типа. В составе цемента появля-

ются гидроокислы железа и породы приобретают бурую окраску и конформную структуру. В свите аманус шейл мелкозернистые кварцевые песчаники с плохой окатанностью и средней сортировкой обломков, образуют мощные (до 1 м) прослои, переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами.

Аргиллиты. Глинистые породы, занимающие в разрезе триасовых отложений подчиненное положение, представлены темно-серыми, пестрыми аргиллитами свиты аманус шейл и темно-серыми, черными доломитистыми аргиллитами, присутствующими в тонких прослоях в свитах курачина-ангидрит, бутма, адая, мус, алан и серджели. Для аргиллитов свиты аманус шейл характерны большая мощность (десятки метров), смешанный состав, обусловленный присутствием псаммитового или карбонатного материала, а также частыми прослоями алевритов, песчаников или известняков, пестрая окраска за счет гидроокислов железа, что в свою очередь свидетельствует о прибрежных или континентальных условиях образования данного осадка.

В составе карбонатных и сульфатных толщ глинистые породы встречаются в виде тонких (1–2 см) прослоев и представлены, как правило, темноцветными доломитовыми аргиллитами. Содержание карбонатов в них достигает 40%. Глинистые минералы, по данным рентгеноскопических исследований, представлены каолинитом, гидрослюдой и смешанослойными образованиями гидрослюда-смектитового состава. Последние образования преобладают в низах разреза, в свите аманус шейл, выше по разрезу заметную роль начинает играть каолинит.

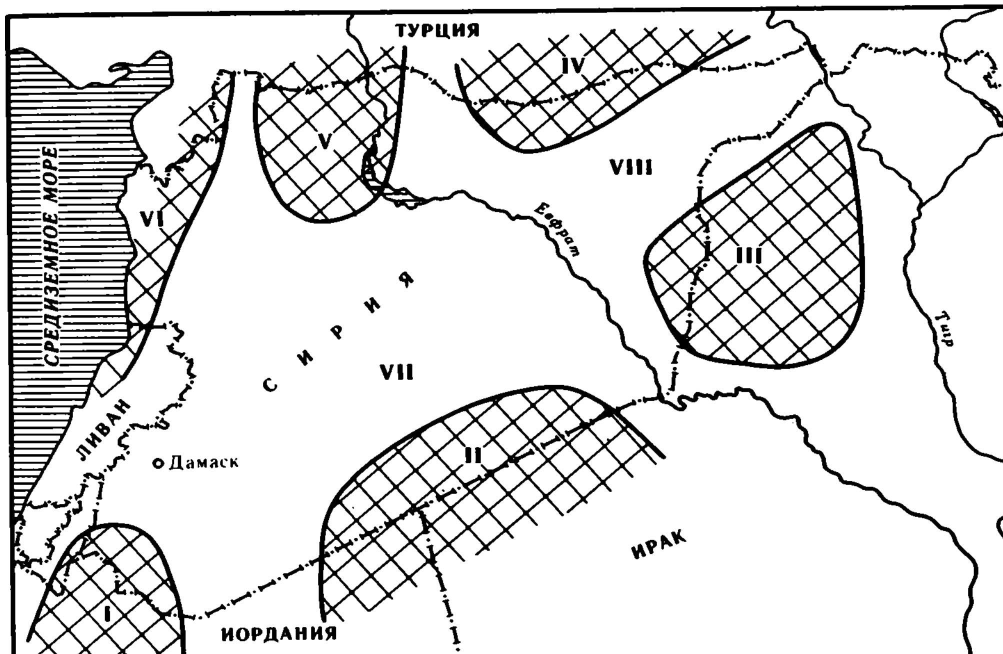
ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Анализ изучения литолого-петрографических и генетических особенностей пород позволили выделить среди триасовых отложений две группы – континентальные и морские.

К о н т и н е н т а л ь н ы е о т л о ж е н и я весьма ограниченно распространены и приурочены главным образом к периферии крупных поднятий, таких, как Рутба, Иракское, Камышли-Сиромское, Алеппское и др., оказывавших существенное влияние на ход осадконакопления, особенно в раннетриасовое время (фиг. 7). В краевых частях указанных поднятий располагалась макрофация (ландшафтная зона) приморских равнин, в составе которых выделяются отложения фации песчано-глинистых осадков приморских аккумулятивных равнин, представленные песчаниками пестроцветными кварцевыми, средне- и мелкозернистыми, с плохой сортировкой и средней окатанностью, с включением прослоев пестроцветных аргиллитов и алевролитов. Слои указанных песчаников, мощностью до первых десятков метров, распространены практически во всех разрезах нижнего триаса.

М о р с к и е о т л о ж е н и я по условиям своего образования соответствуют трем макрофациям. Осадки первой макрофации формировались в зоне открытого прибрежного мелководья с относительно высокой динамикой водной среды. Осадки макрофации полуизолированного прибрежного мелководья характеризуют условия застойного или частично застойного мелководья морского бассейна. И наконец, в значительном удалении от побережья при резком сокращении привноса терригенного песчано-алевритового материала формировались глинисто-карбонатные, сульфатные и галитовые отложения макрофации удаленных от побережья участков мелководного морского бассейна.

Макрофация отложений открытого прибрежного мелководья морского бассейна генетически связана с терригенными образованиями приморских аккумулятивных равнин, в которые они переходят по простиранию в сторону суши, но в отличие от континентальных комплексов характеризуются серой, светло-серой окраской, менее грубозернистым составом и присутствием карбонатного материала. Описываемые отложения занимают значительную площадь, оконтуривая



Фиг. 7. Палеоморфоструктурная карта триасового времени
Поднятия: I – Иорданское; II – Рутба; III – Иракское; IV – Кмышлинское; V – Алеппское; VI – Латакийско-Килийское. *Прогибы:* VII – Центрально-Сирийский; VIII – Месопотамский (Северо-Восточный)

островные поднятия, и широко распространены на некотором расстоянии от линии берега.

Данная макрофация подразделяется на две фации. Фация подвижного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна представлена кварцевыми песчаниками, алевролитовыми осадками с примесью карбонатного материала. Для нее характерны в основном песчаный состав средней и хорошей сортировки материала, светло-серая окраска, горизонтальная или горизонтально-волнистая слоистость, наличие углефицированных растительных остатков, а также латеральный переход в отложения континентальных фаций, с одной стороны, и в отложения фации удаленных от побережья участков морского бассейна – с другой. Рассмотренная фация характерна для нижней части разреза нижнего триаса. Фация отложений малоподвижного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна представлена обычно глинами, мергелями, микрозернистыми плотными известняками с примесью алевритового материала. Их формирование происходило в переходной зоне между прибрежным подвижным мелководьем и удаленными участками морского бассейна. Для отложений данной фации характерны глинисто-карбонатный состав осадков, серая, темно-серая окраска, горизонтальная или горизонтально-волнистая слоистость, наличие остатков и отпечатков растительности и фауны. Образования этих фаций встречаются в регрессивных частях триасового разреза Сирии.

Макрофация отложений полуизолированного лагунного прибрежного мелководья морского бассейна характеризует застойные изолированные заливно-лагунные и периодически осушавшиеся прибрежно-мелководные условия. Среди этой макрофации также выделяются две фации. Фация полуизолированного лагунного и прибрежного мелководья морского бассейна, представленная магнезиально-карбонатными осадками – микро- и мелкозернистыми доломитами, известковы-

ми доломитами и глинистыми доломитами, которые формировались в прибрежных мелководных полуизолированных, вдававшихся в сушу участках морского бассейна с ограниченным подтоком морской воды, при аридном климате. Для этих отложений характерны преимущественно доломитовый состав, серая, иногда темно-серая окраска, наличие водорослевых строматолитовых образований, тонкополосчатая текстура или же текстура типа "птичьи глаза", тонкая горизонтальная слоистость, залегание в нижней части лагунно-себхового комплекса. Указанные образования широко развиты в отложениях среднего и верхнего триаса.

Фация периодически изолированных лагун и себх представлена темно-серыми и черными аргиллитами с отпечатками кристаллов гипса и серыми, темно-серыми ангидритами, комковатыми, с беспорядочной текстурой, формировавшихся в застойных частично или полностью изолированных от моря участках, в условиях лагун и себх с периодическим подтоком морской воды и аридного климата. По всей видимости, вдоль побережий в периоды регрессий образовывались обширные затопленные крайне мелководные равнины, где шла усиленная эвапоритизация и осаждение сульфатных образований. Для отложений этих фаций характерны: глинисто-сульфатный состав, комковатая или беспорядочная текстура сульфатов, тонкая горизонтальная слоистость аргиллитов, отсутствие органических остатков, темная или пятнистая окраска, залегание в верхних частях лагунно-себховых комплексов. Образования этих фаций широко развиты на территории Сирии в отложениях среднего и верхнего триаса.

Макрофация отложений удаленных от побережья участков мелководного морского бассейна характеризует наиболее удаленные участки бассейна, где преобладали спокойные гидродинамические условия морской среды. Осадки этой макрофации отличаются от описанных ранее преимущественно биохемогенным генезисом, незначительным присутствием терригенного вещества и занимают огромные площади как в Центральной Сирии, так и на северо-востоке страны. Макрофация подразделяется на: фацию отложений удаленных от побережья участков открытого морского бассейна, представленную известковыми аргиллитами, глинистыми известняками, серыми, темно-серыми, мелкомикрозернистыми, горизонтально-волнисто-слоистыми, с редкими остатками фораминифер и единичными обломками кварца и глауконита. Осадки данной фации формировались в наиболее удаленных частях морского бассейна в спокойных гидродинамических и нормальных гидрохимических условиях. Для них характерны известково-глинистый состав, тонкая дисперсность материала, наличие остатков фауны, отсутствие детрита и обломочного материала, серая, темно-серая окраска, тонкая горизонтальная или горизонтально-волнистая слоистость, постепенный переход в отложения других морских фаций, площадное распространение, а также залегание в верхних частях трансгрессивных циклов. Рассмотренные осадки практически повсеместно присутствуют в верхах нижнетриасового разреза. Фация отложений удаленных от побережья участков частично ограниченного морского бассейна представлена доломитами, известковыми доломитами, иногда ангидритистыми доломитами с самыми разнообразными структурами и текстурами – от пелитоморфных до крупнокристаллических и от массивных до полосчатых, пятнистых, комковатых. Эти отложения формировались вдали от побережья в условиях аридного климата, ограниченного подтока нормальной морской воды и отсутствия поступления кластического материала. Они широко развиты на всей территории Сирии и встречаются в отложениях всех свит среднего и верхнего триаса. Для образований этих фаций характерны преимущественно доломитовый состав, незначительная примесь глинистого материала, светло-серая, серая окраска и горизонтальная слоистость пород, наличие остатков планктонных организмов плохой сохранности, площадное распространение, парагенетическая связь с отложениями других морских фаций, залегание в нижней части регрессивных циклов.

Фации отложений удаленных от побережья участков изолированного морского бассейна представлены серыми ангидритами, мелко- и среднезернистыми,

полосчатыми или с линзовидной текстурой, а также средне- и крупнозернистыми галитами. Отложения этих фаций формировались в центральных частях морского бассейна в периоды интенсивной эвапоритизации при отсутствии или сильном ограничении поступления морской воды. Для них характерны сульфатно-магнезиальный или галитовый состав, практическое отсутствие терригенного материала, мощность, достигающая десятков метров, отсутствие органических остатков и залегание в верхних частях регрессивных циклов. От прибрежных эвапоритов отложения этих фаций отличаются большими мощностями, отсутствием глинистого вещества и образуют в плане концентрическую картину с галитовыми и сульфатными отложениями в центре и магнезиальными комплексами на периферии. Образования этих фаций слагают свиты курачина-ангидриты, алан и адая.

Анализ генетических признаков триасовых отложений позволил восстановить условия их формирования. Триасовые отложения Сирии связаны с четырьмя макрофациями, каждая из которых отвечает крупной ландшафтной зоне и характеризовалась своими условиями седиментации. Генетические признаки нашли отражение прежде всего в составе отложений, в литологических типах пород, в их текстурных, структурных и других особенностях.

Таким образом, анализ литологических и генетических особенностей триасовых отложений позволяет сделать вывод о закономерном характере размещения различных типов осадков в бассейне седиментации и направленной эволюции осадконакопления в триасовое время на территории Сирии.

Терригенные комплексы, относимые к прибрежным и приморским фациям, формировались в непосредственной близости от береговой линии и были широко распространены в раннетриасовое время, когда после перерыва в осадконакоплении начался новый этап в геологической истории данного региона. К среднему триасу бóльшая часть территории страны была покрыта мелководным морем и практически повсюду шло образование карбонатных осадков фаций удаленных от берега участков морского бассейна. Лишь вдоль палеоподнятий, таких, как Алеппское и Рутба, создавались весьма специфические условия и формировались сульфатно-глинистые осадки лагунно-себховых фаций. В периоды локальных регрессий в среднем и верхнем триасе во всем Сирийском бассейне, ограниченном кольцом островных поднятий, создавались застойные эвапоритовые условия, когда происходила повсеместная садка магнезиальных карбонатов и сульфатов.

В целом эволюция бассейна осадконакопления в Сирии имела следующую направленность – от крупной трансгрессии в нижнем триасе с образованием наибольшего фациального разнообразия к постепенному уменьшению бассейна в среднем и верхнем триасе с накоплением регрессивных отложений.

Список литературы

1. *Вишняков С.Г.* Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы // Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 78–86.
2. *Вишняков С.Г.* Классификация осадочных карбонатных пород // Тр. Междунар. совещ. по геологии полезных ископаемых черноземных областей. Изд. Воронеж. ун-та, 1957. С. 25–34.
3. *Жарков М.Н.* Эволюция соленакопления в геологической истории // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 260–299.
4. *Жарков М.Н.* История палеозойского соленакопления. Новосибирск: Наука, 1978. 269 с.
5. *Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И. и др.* Строение и условия накопления основных угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 15. 1959. 4. I. 332 с.
6. *Ильченко Б.Л.* О биогенном образовании карбоната кальция // Микробиология. 1984. Т. 17. Вып. 2. С. 8–14.
7. *Калиненко В.О.* Бактериальное осаждение кальция в море // Тр. Океанол. ин-та АН СССР. 1949. № 3. С. 42–47.
8. *Каледа Г.А.* К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород // Вопрос минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львовского ун-та. Вып. 2. 1955. С. 87–91.

9. *Сюндюков А.З.* Литология, фации и нефтегазоносность карбонатных отложений Западной Башкирии. М.: Наука, 1975. 174 с.
10. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 368 с.
11. *Тимофеев П.П.* Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 198, 1969. 523 с.
12. *Хворова И.В.* Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 167 с.
13. *Chave K.E.* Aspects of the biochemistry of calcareous sediments and rocks // J. Geol. 1954. V. 62. N 6. P. 587–599.
14. *Siegel P.R.* High pH and primary dolomites // Sedimentation. 1965. V. 5. N 3. P. 255–261.
15. *Wilson J.I.* Characteristics of carbonate platform margins // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1974. V. 58. P. 137–146.

Геологический институт АН СССР,
Москва,
Институт геологии и разработки
горючих ископаемых АН СССР,
Москва
Сирийская нефтяная компания

Поступила в редакцию
28.VI.1988

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 5, 1989

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.32 + 553.31:552.124.4 (265/266)

© Баринов Н.Н., Чудаев О.В., Холодкевич И.В., Сивцов А.В.

МАРГАНЦЕВЫЕ МИНЕРАЛЫ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

В последние годы опубликовано большое число работ, посвященных минеральному составу железомарганцевых конкреций [2, 7–10, 12, 13]. Благодаря работам Ф.В. Чухрова, А.И. Горшкова и др. [7–11] были разрешены многие спорные моменты, существовавшие в минералогии марганцевых минералов, открыт ряд новых минералов.

Нами опубликованы [4, 13] результаты изучения минерального состава железомарганцевых конкреций центральной части Тихого океана (провинция Кларион-Клиппертон, Центральная котловина), полученные с помощью рентгенодифрактометрического метода. В данной работе сделана попытка уточнения минерального состава изученных конкреций с помощью просвечивающей электронной микроскопии с учетом новых данных по минералогии железомарганцевых конкреций.

Для минералогического анализа использовались полированные аншлифы, изготовленные из части распиленной пополам (сверху вниз) конкреции. Пробы для минералогических исследований выбирались в светло-серых анизотропных слоях конкреции, содержащих рудное вещество. Изотропные темные участки конкреций, по данным рентгенофазового анализа, были чаще всего рентгеноаморфными или содержали небольшое количество вернадита. После истирания в агатовой ступке приготовляли водную суспензию с помощью ультразвукового диспергатора УЗДН-2Т, которую затем наносили на подложку и высушивали при комнатной температуре. Пробы, отобранные для электронно-микроскопического изучения, предварительно анализировали на рентгеновском дифрактометре. Рентгенодифрактометрические исследования проводили на дифрактометре ДРОН-2 (FeK_α-излучение, 30 кВ, 20 мА, Mn-фильтр, скорость движения счетчика ¼ град/мин). Выбор режима работы обусловливался небольшим количеством вещества, отобранного для определения.

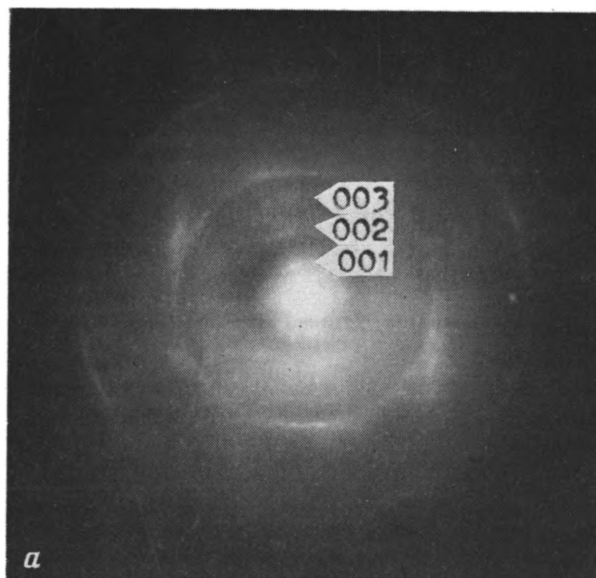
Электронно-микроскопическое изучение конкреций проводили на электронном микроскопе BS-540 и электронном микроскопе JEM-100C, оснащенном микрозондовой энергодисперсионной приставкой Kevex-5100. Для фазового анализа слоистых минералов применяли предложенную А.И. Горшковым методику получения базальных отражений от загнутых краев частиц [1].

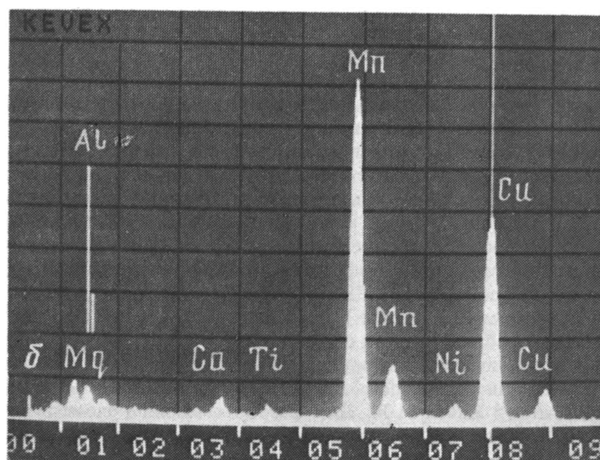
Объектами исследования были выбраны конкреции, поднятые со дна Тихого океана в ходе выполнения научной программы 28-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев". Изучены конкреции, поднятые на станциях 2474, 2483, 2520. Первые две станции расположены в рудной провинции Кларион-Клиппертон с координатами буев: 9° 31,4′ с.ш.; 152° 40,3′ с.ш.; 146° 24,4′ з.д. соответственно; станция 2520 – в Центральной котловине Тихого океана (координаты буя 10° 27,6′ с.ш., 175° 03,1′ з.д.). Конкреции указанных станций различаются продуктивностью, внутренним строением, составом и условиями образования [3, 4, 6].

Конкреции ст. 2474 характеризуются близостью морфогенетических характеристик и по данным, приведенным в работе [4], относятся к преимущественно седиментационному типу. Для ст. 2483 наиболее типичны уплощенные конкреции с крупноглобулярной или асимметричной поверхностями, и по условиям образования они являются седиментационно-диагенетическими [4]. На ст. 2520 конкреции большей частью разрушены, изредка встречаются конкреции, имеющие эллипсоидальную или сферическую форму. Конкреции данной станции имеют скорее всего седиментационное происхождение [4].

Для детального минералогического анализа были выбраны типичные для каждой станции конкреции, характеризующиеся полными данными по их вещественному составу, текстурно-структурным признакам. Положение конкреций в осадке (верх – низ) определяли на борту судна после опробования станции, а затем уточняли с помощью лабораторных исследований в соответствии с признаками, описанными в работах [3, 5].

Изучение большого количества конкреций ст. 2474, 2483 и 2520 показало, что по данным рентгенофазового анализа основными окисными марганцевыми минералами являются 10 Å





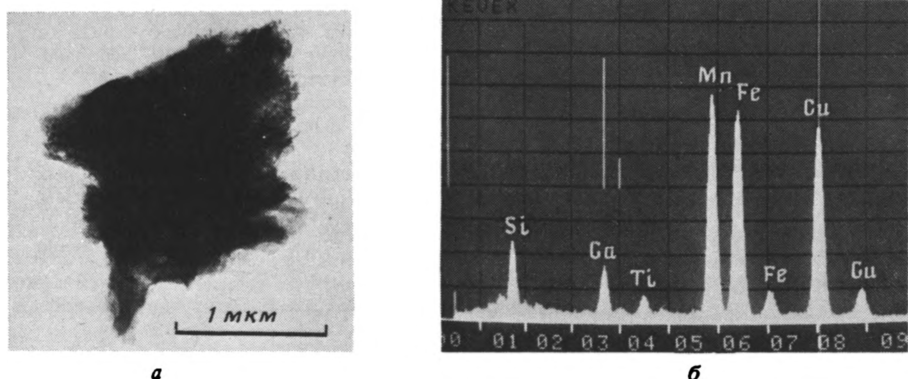
Фиг. 1. Электронограмма частицы асболан-бузерита с базальными рефлексами 00*l* (*a*) и энергодисперсионный спектр характеристического рентгеновского излучения этого минерала (*б*). Конкреция 2483-14/4

марганцевая фаза и вернадит, причем соотношение двух указанных фаз варьируется для конкреций одной станции [4, 13] .

Как указывалось ранее, это соотношение находится в прямой зависимости от железомарганцевого модуля и в конечном итоге от условий генезиса [3, 4, 13].

Дифрактометрическое изучение минерального состава конкреции 2483-14/4 было проведено в восьми точках. В семи точках по качественной оценке соотношения интенсивностей 10Å рефлекса и рефлексов с межплоскостными расстояниями ~ 2,42 и 1,42Å было установлено преобладание 10Å фазы. В одной точке был обнаружен только вернадит. Таким образом, преобладающей минеральной фазой в составе конкреции является 10Å минерал.

В работах [7, 9–11] установлено, что 10Å марганцевая фаза может включать в себя несколько минералов, диагностика которых возможна только с помощью электронной микроскопии. Электронно-микроскопическое изучение 10Å фазы позволило установить, что она в основной своей массе является смешанослойным образованием асболан-бузеритового типа (фиг. 1, таблица). Кроме асболан-бузерита были встречены отдельные частицы плохо упорядоченного асболана, характеризующиеся целочисленной серией отражений с *d*(00*l*) ≈



а б

Фиг. 2. Электронно-микроскопическое изображение частицы вернадита (а) и энергодисперсионный спектр характеристического рентгеновского излучения этого минерала (б). Конкреция 2483-14/4

≈ (9,12–9,47)/*l* Å (см. таблицу). Обнаруженные в конкреции 2483-14/4 частицы вернадита (фиг. 2) давали на электронограммах два диффузных кольца с *d*, приблизительно равным 2,40–2,44 и 1,42–1,46 Å. Энергодисперсионные спектры частиц вернадита указывают на наличие в его составе Mn, Fe, Si, Ca, Ti. Присутствие пиков Cu в спектрах обусловлено влиянием медной сеточки, на которую наносился препарат.

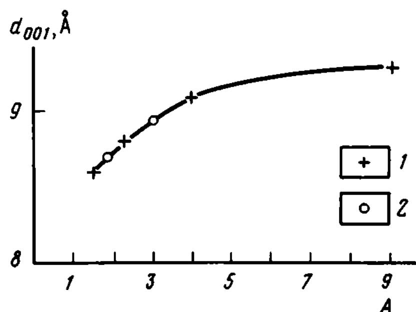
Асболан-бузерит впервые был обнаружен в железомарганцевых конкрециях Тихого океана Ф.В. Чухровым с соавторами [10]. По представлению авторов, асболан-бузерит является неупорядоченным смешанослойным минералом. Структура этого минерала состоит из неупорядоченно чередующихся асболано- и бузеритоподобных пакетов. При дегидратации в вакууме высота пакета асболановой составляющей уменьшается до 9,4 Å, а бузеритовой – до 7 Å. Эти неодинаковые изменения толщин пакетов приводят к появлению нецелочисленной серии базальных рефлексов (00*l*), наблюдаемых на электронограммах. На основе теоретических расчетов авторами работы [10] были определены дифракционные характеристики асболан-бузеритов с различным процентным соотношением асболано- и бузеритоподобных пакетов W_a/W_b. Результаты этих расчетов представлены в виде графика, отображающего зависимость межплоскостного расстояния d_{001} от величины процентного соотношения слоев (фиг. 3). Эта зависимость использовалась для определения соотношения асболано- и бузеритоподобных слоев по измеренному межплоскостному расстоянию d_{001}.

Определение процентного соотношения асболано- и бузеритоподобных пакетов в асболан-бузерите данной конкреции дало величину соотношения слоев W_a/W_b, равную 75:25. В конкреции присутствовали частицы с другими, близкими к приведенному, соотношениями W_a/W_b

Межплоскостные расстояния марганцевых минералов

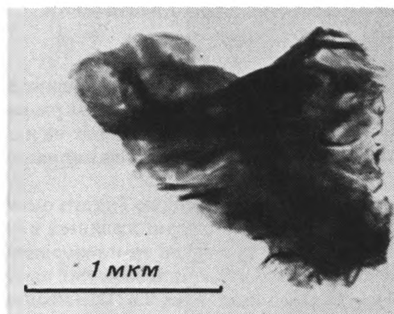
Ст. 2483				Ст. 2520		Ст. 2474
$d_р$, Å	$d_э$, Å (асболан)		$d_э$, Å (асболан-бузерит)	$d_р$, Å	$d_э$, Å (тодорокит)	$d_э$, Å (асболан-бузерит)
9,63	9,12	9,47	8,92	9,58	9,76	8,86
4,79	4,57	4,71	4,77	4,80	4,85	4,58
–	–	3,14	–	–	–	3,23
2,59	2,51	–	–	–	–	–
2,45	2,41	2,44	2,45	2,45	2,48	2,42
–	–	2,40	–	–	–	–
–	–	2,24	–	–	–	–
–	2,18	2,19	–	–	–	–
–	–	2,04	–	–	–	–
–	1,43	1,46	1,46	–	1,43	1,40
–	1,25	1,24	–	–	1,24	1,22
–	–	–	–	–	0,82	–
–	–	–	–	–	0,71	–

Примечание. $d_р$ – данные дифрактометрических исследований; $d_э$ – данные электронно-микроскопических исследований.

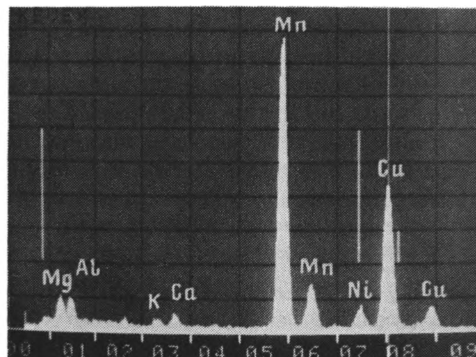


Фиг. 3. Зависимость межплоскостного расстояния d_{001} асболан-бузерита от процентного соотношения асболано- и бузеритоподобных слоев

1 – данные из работы [10]; *2* – среднее значение W_a/W_b для конкреций 2474-13/2 и 2483-14/4; *A* – отношение асболано- и бузеритоподобных слоев W_a/W_b (Для значений W_a:W_b, равных 0,5:0,5; 0,75:0,25; 0,8:0,2; 0,9:0,1, значения *A* соответственно равны 1, 3, 4, 9)



а

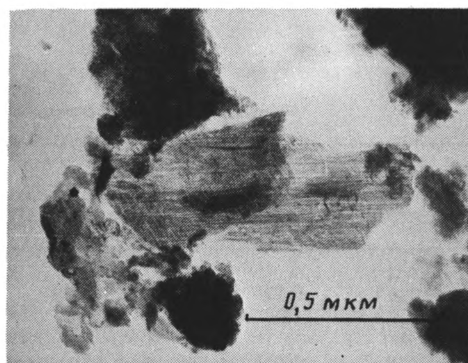


б

Фиг. 4. Электронно-микроскопическое изображение частицы асболан-бузерита (*а*) и энергодисперсионный спектр характеристического рентгеновского излучения этого минерала (*б*). Конкреция 2474-13/2



а



б

Фиг. 5. Электронограмма частицы тодорокита (*а*) и ее электронно-микроскопическое изображение (*б*)

Детальное дифрактометрическое исследование минерального состава конкреции 2474-13/2, проведенное в ее поперечном срезе, показало, что нижняя часть (ориентировка конкреции проводилась по характерным текстурно-структурным признакам) сложена 10Å марганцевой фазой, а верхняя, над ядром, состоит из вернадита. По электронно-микроскопическим данным 10Å фаза этой конкреции представлена асболан-бузеритом (фиг. 4; см. таблицу). Среднее соотношение асболано- и бузеритоподобных слоев конкреции 2474-13/2 равно 65:35.

Рентгенофазовый анализ конкреции 2520-2/5 показал, как и для конкреций 2474-13/2 и 2483-14/4, наличие двух минеральных фаз: 10Å марганцевой фазы и вернадита, причем вер-

надит в конкреции 2520-2/5 является доминирующей фазой. Детальное изучение 10Å марганцевой фазы конкреции 2520-2/5 методом просвечивающей электронной микроскопии в сочетании с микродифракцией электронов позволило установить, что она состоит из тодорокита (фиг. 5).

Межплоскостные расстояния, характерные для тодорокита, измеренные на электронограммах, приведены в таблице. Наличие практически непрерывных линий между сильными рефлексами на электронограмме тодорокита свидетельствует о слабой структурной упорядоченности этого минерала [11].

Переходя к характеристике химического состава асболан-бузеритов (конкреции 2474-13/2 и 2483-14/4), можно отметить следующее. В состав асболан-бузеритов, по данным энергодисперсионного рентгеновского анализа, входят Mn, Fe, Mg, K, Ca, Ni, Al. В асболан-бузерите конкреции 2483-14/4 отмечается наличие Ti (см. фиг. 1, *б*, 4, *б*). Соотношение указанных элементов в асболан-бузеритах изменяется в пределах одной конкреции.

* * *

Таким образом, набор марганцевых минералов железомарганцевых конкреций центральной части Тихого океана на изученных станциях более разнообразен, чем предполагалось ранее [3, 4, 13]. Электронно-микроскопическое изучение 10Å марганцевой фазы показало, что она представлена асболаном, асболан-бузеритом, тодорокитом, вернадитом.

Работами [2, 4, 5, 12, 14, 15] установлена определенная связь между условиями образования железомарганцевых конкреций и их минеральным составом. Предполагается, что седиментационные конкреции (гидрогенные) содержат преимущественно вернадит, а диагенетические 10Å фазу. Возможны и промежуточные варианты. В указанных работах диагностика Mn-минералов осуществлялась только с помощью рентгенодифрактометрического метода.

Полученное в данной работе с помощью электронной микроскопии разнообразие Mn-минералов отражает, вероятно, определенные вариации конкретных физико-химических условий, в которых они образуются.

Список литературы

1. *Горшков А.И.* Применение микродифракции электронов для получения базальных рефлексов от пластинчатых слоистых силикатов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 3. С. 133–138.
2. *Дриц В.А., Петрова В.В., Горшков А.И. и др.* Марганцевые минералы Fe–Mn-микроконкреций в осадках центральной части Тихого океана и их постседиментационные преобразования // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 3. С. 17–39.
3. Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. 343 с.
4. *Скорнякова Н.С., Гордеев В.В., Аникеева Л.И. и др.* Локальные вариации конкреций рудной провинции Кларион-Клиппертон // Океанология. 1985. Т. 25. Вып. 4. С. 630–637.
5. *Скорнякова Н.С.* Морфогенетические типы Fe–Mn-конкреций радиоляриевого пояса Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 6. С. 67–83.
6. *Успенская Т.Ю., Горшков А.И., Сивцов А.В.* Минеральный состав и внутреннее строение Fe–Mn-конкреций из зоны разломов Кларион-Клиппертон // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 91–100.
7. *Чухров Ф.В., Горшков А.И., Витовская И.В. и др.* Кристаллическая природа Co–Ni-асболана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 73–81.
8. *Чухров Ф.В., Горшков А.И., Витовская И.В. и др.* О кристаллохимической природе Ni-асболана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 9. С. 108–120.
9. *Чухров Ф.В., Горшков А.И., Ермилова Л.П., Березовская В.В.* Минеральные формы нахождения марганца и железа в осадках океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 4. С. 5–22.
10. *Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. и др.* Смешанослойные минералы асболан-бузерит и асболаны в океанических железомарганцевых конкрециях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 5. С. 91–99.
11. *Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А., Диков Ю.П.* О структурных разновидностях тодорокита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 61–71.
12. *Чухров Ф.В., Дриц В.А., Горшков А.И.* О структурных преобразованиях окислов марганца океанических Fe–Mn-конкреций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 1. С. 3–14.
13. *Чудаев О.В., Скорнякова Н.С., Пущаровский Д.Ю. и др.* Минеральный состав железомарганцевых конкреций центральной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 6.
14. *Halbach P., Scherhag C., Hebisch V. e.a.* Geochemical and mineralogical control of different genetic types of deep-sea nodules from the Pacific ocean // Mineral deposits. 1981. V. 16. P. 59–84.
15. *Glasby G.P., Thijssen T.* Control of the mineralogy and composition of marine manganese nodules by the supply of divalent transition metal ions // Newes Jahrb. Mineral. Abhandl. 1982. V. 145. № 3. P. 291–307.

Дальневосточный геологический
институт ДВО АН СССР,
Владивосток

Поступила в редакцию
19.XI.1987

УДК 553.32 + 553.31 (571.6)

© Кулиш Л.И., Кулиш Е.А

МАРГАНЦОВО-РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР

Марганцово-рудное накопление происходило на территории Дальневосточной континентальной окраины с позднего протерозоя до кайнозоя включительно с переменной интенсивностью в различных геотектонических структурах: срединных кристаллических массивах (Буреинский, Ханкайский), наложенных прогибах и впадинах восточной окраины Сибирской платформы, складчатых системах (Монголо-Охотская, Сихотэ-Алиньская, Охотско-Корякская, Курило-Восточно-Камчатская, Хоккайдо-Сахалинская). Рудонакопление связано с марганцово- и железомарганцово-рудными формациями, характеризующимися различными геотектоническими и вещественными особенностями, распространенностью и практической значимостью [1].

Марганцово- и железомарганцово-рудной формацией является естественное сообщество марганцово- и железомарганцово-рудных минеральных ассоциаций и сингенетичных им вмещающих пород, являющихся продуктом определенного сочетания седиментационных, петрологических и тектоно-магматических процессов. Наименование формации определяют главные марганцовые и ассоциирующие с ними железорудные минералы, слагающие основу рудных концентраций, а также непосредственно вмещающие их породы. Марганцово- и железо-марганцовые формации являются составной частью геологических (рудоносных) формаций, которые могут включать в себя одну или несколько разновидностей марганцово-рудных и других рудных формаций.

В пределах Дальнего Востока СССР нами выделяются следующие марганцово-рудные формации, которые по своим генетическим чертам и природе рудного вещества относятся к осадочным, вулканогенно-осадочным, гипергенным, магматогенным и метаморфогенным сообществам рудных формаций.

Гаусманит-браунит-родохрозитовая яшмово-кремнисто-сланцевая формация развита в терригенно-карбонатно-кремнистых вулканогенных отложениях раннегеосинклинальных прогибов. По своей природе она вулканогенно-осадочная. Эта формация наиболее распространена на Востоке СССР. Она локализуется среди разновозрастных (от протерозоя до палеогена) геосинклинальных образований, которые по некоторым признакам сопоставимы с марганценосными формациями как францисканского, так и уральского типов [3]. Эта рудная формация характерна для толщи раннегеосинклинальных прогибов Монголо-Охотской, Сихотэ-Алиньской, Охотско-Корякской, Курило-Восточно-Камчатской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых систем, развивающихся на коре преимущественно океанического или переходного типа. Концентрации марганца сопряжены со слабодифференцированной спилит-диабазовой формацией слабощелочного уклона, с преобладанием Na над K (вулканиты основного состава). Рудоконтролирующими являются глубинные разломы и оперяющие их трещинные зоны.

Описываемая формация размещается в различных частях фациальных профилей марганценосных вулканогенно-осадочных комплексов. Максимальные концентрации марганца приурочены к зонам развития хемогенно-терригенных и хемогенных фаций вулканогенно-осадочных толщ на некотором удалении (до $n \cdot 10$ км) от зон активного вулканизма, тяготея к несколько приподнятым участкам пелагических частей морского бассейна. Среди этих вулканогенно-осадочных толщ иногда встречаются продуктивные залежи железо- и фосфаторудной формаций. Марганцово-рудная формация представлена кремнистыми браунитовыми, браунит-гаусманитовыми, гаусманит-родохрозит-родонитовыми, гаусманитовыми, родонит-родохрозитовыми и родохрозитовыми рудами, в которых иногда присутствует пепловый материал, реже – обломки эффузивов. Текстура руд массивная, линзовидно-слоистая, шлировая, иногда полосчатая. Руды высококремнистые, содержание марганца в них широко варьирует, достигая 56%. Для руд характерны высокие концентрации бария (до 10% BaO) и вышекларковые – Cu, B, Sr, Ni, Co, Zn. Рудные концентрации парагенетически связаны с кремнистыми хемогенными осадками и локализуются в яшмах, кремнистых сланцах, реже в кремнистых туфосланцах, кремнисто-глинистых сланцах и еще реже – в эффузивах. Небольших размеров (мощность до 10 м, протяженность до первых сотен метров) преимущественно линзовидной или неправильной формы рудные тела размещаются в различных частях кремнистых толщ в виде прерывистых цепочек, образуя рудные горизонты. Формация представлена преимущественно рудопроявлениями. Только в Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской складчатых системах известно по одному непромышленному месторождению (Ир-Нимийское и Ванданское), запасы которых невелики.

Родохрозит-браунит-магнетит-гематитовая кварцито-сланцевая формация локализуется в средней части терригенно-карбонатных толщ рифейско-кембрийского возраста, которые в общих чертах сопоставимы с марганценосными формациями атасуйского типа [3], но некоторые характерные отличия обусловили выделение их в особый формационный тип – малохинганский [2].

Формация и вмещающие ее марганценосные терригенно-карбонатные толщи залегают во внутренних частях наложенных протяженных прогибов парагеосинклинального (миогеосинклинального) типа на жестком протерозойском складчатом основании (Буреинский и Ханкайский массивы). Вулканиты не характерны для рудоносных толщ, накопление которых происходило вдали от области в условиях внутренних морских бассейнов наложенных впадин, образовавшихся, по-видимому, на месте протяженных грабенов. Фундамент дна бассейнов был разбит на отдельные блоки, которые дифференциально перемещались относительно друг друга по ограничивающим их разломам. На опущенных блоках развивались впадины, к которым приурочены максимумы накопления железа, на склонах приподнятых участков и крыльях синклинальных структур формировались марганцевые руды, максимальная концентрация которых происходила в полосе сочленения хемогенного и терригенного материала формации совместно с кремнистыми, кремнисто-карбонатными и карбонатными осадками. Рудоносные термы поступали в бассейн седиментации по разломам глубокого заложения и ослабленным тектоническим зонам [2]. Зачастую в этой марганцово-рудной формации залегают парагенетически связанные с ними железорудные толщи, последние, как правило, развиты значительно шире первых.

Рассматриваемая рудная формация представлена пластовыми и линзовидно-пластообразными залежами железных, железомарганцовых и марганцовых руд типа джеспилитов и марганцовистых пород. Марганцово-железисто-кремнистые образования, заключенные в кремнистые и кремнисто-глинистые ассоциации, залегают в виде горизонта, в основании которого развита пачка (3–20 м) марганцовистых пород и руд. Вверх по разрезу последние постепенно через железомарганцевые разности сменяются железистыми кварцитами (10–220 м), которые представлены преимущественно гематитовыми и гематит-магнетитовыми образованиями. Протяженность железорудных тел до 6 км, среднее содержание железа в рудах 32–34%. Железомарганцевые и марганцевые руды распространены локально на сравнительно небольших участках площадью 10–40 км² (Теплоозерское, Бижданское, Южно-Хинганское месторождения). Протяженность марганцово-рудных залежей от нескольких сотен метров до первых километров. Руды по простиранию и вкрест его обычно уступают место марганецсодержащим сланцам, которые далее переходят в безрудные глинисто-кремнистые сланцы. Наиболее распространенными являются браунитовые, гематит-браунитовые и гаусманит-родохрозитовые руды. Среднее содержание марганца в них составляет 17,42–21,58%, железа 8,05–11,73%, кремнезема 26,00–39,39%, фосфора 0,054–0,11%. Руды характеризуются тесной ассоциацией рудного вещества и хемогенного кремнезема, постоянным присутствием в них варьирующих количеств железа, вышекларковыми содержаниями Ba, Ni, Co, Si и др. Формация представлена средними, мелкими месторождениями, рудопроявлениями, рудными точками, развитыми в соответствующих рудных районах.

Манганит-браунит-родохрозитовая туфогенно-кремнисто-глинистая формация локализуется в геосинклинальных прогибах на поздних стадиях их развития в терригенных и карбонатно-терригенных толщах флишоидного и кремнисто-туфогенно-терригенного типов (палеозой, мел-палеоген) на значительном удалении от активных вулканических зон (Восточно-Камчатский прогиб Курило-Восточно-Камчатской складчатой системы). Накопление осадков сопровождалось иногда спорадическим проявлением вулканической деятельности, что обусловило локальное развитие здесь вулканитов основного и среднего составов базальто-андезитовой, кремнисто-песчано-глинистой формаций. Оруденение зачастую характеризуется отдаленной связью с вулканизмом.

Формация представлена линзовидными, реже пластообразными залежами марганцевых руд, которые состоят из манганита, псиломелана, пиролюзита, браунита, родохрозита, тесно ассоциирующих с кремнисто-глинистым и туфогенным материалом. Марганцово-рудные тела залегают в пачке переслаивания кремней и аргиллитов или кремнистых сланцев, аргиллитов и песчаников. Мощность рудных залежей – от нескольких сантиметров до 12 м (зоны гипергенного омарганцевания до 35 м), протяженность их незначительная, иногда до 1 км. Содержание марганца в рудах 7,99–43,51%. Масштаб марганцово-рудных проявлений формации незначительный, перспективность неясная, так как рудная формация представлена только слабоизученными рудопроявлениями и рудными точками. В районах локализации этой формации, по-видимому, могут быть найдены небольшие по размерам рудные тела. Не исключено, что некоторые из них в совокупности с рудами других марганцово-рудных формацией могут иметь промышленное значение.

Манганит-пиролюзит-марганцево-карбонатная песчано-глинистая формация развита среди морских терригенно-карбонатных и терригенных толщ протерозоя и кембрия в краевых погружениях Сибирской платформы (Олекминский прогиб, Сетте-Дабанский перикратонный прогиб, Оленекское, Восточно-Сибирское и Учуро-Майское платформенные погружения), реже в прогибах миогеосинклинального типа на жестком складчатом основании (Малохинганский геосинклинальный прогиб Буреинского массива). Наиболее благоприятной обстановкой, предшествующей накоплению здесь марганца, являются длительные перерывы в осадконакоплении, охватывавшие большие территории. Марганцовые концентрации создаются на пологих склонах морских бассейнов. Рудоносны базальные горизонты, с которыми кроме марганцово-рудных концентраций связаны железорудные и фосфатоносные формации.

Формация представлена окисно-карбонатными рудами и марганецсодержащими породами, имеющими пластообразную или линзовидную форму рудных тел мощностью от нескольких сантиметров до 5 м и протяженностью до нескольких десятков метров; мощность рудоносных горизонтов составляет 20 м, протяженность – первые километры. Руды имеют массивную, чаще желваковую и конкреционную текстуры. Рудные желваковые и конкреционные стяжения тесно ассоциируют с вмещающими их песчано-глинистыми образованиями, нередко глауконитсодержащими. Марганцовые минералы представлены манганитом, пиролюзитом, марганцевыми карбонатами. Количество марганца в рудах по единичным пробам достигает 15,22%. В терригенно-карбонатных и терригенных толщах, вмещающих описываемую формацию, часто отмечаются залежи железных руд с содержанием марганца до 4,21% и относящихся к гётит-лимонитовой, гематитовой и сидеритовой формациям. Обогащенные марганцем карбонатные толщи иногда ассоциируют со стратиформными проявлениями и месторождениями полиметаллических руд. Описываемая формация представлена пока только рудопроявлениями и рудными точками, однако, по-видимому, с ней могут быть связаны не только мелкие, но и более крупные промышленные залежи марганцовых руд никопольского типа, а также значительные скопления марганцовистых известняков и доломитов. Проявления марганца в известняках и доломитах терригенно-карбонатной формации являются поисковым признаком на стратиформные полиметаллические месторождения в карбонатных толщах.

Лимонит-пиролюзит-псиломелановая галечниково-песчано-глинистая формация залегает в мезо- и кайнозойских терригенных толщах лимнического типа, развитых преимущественно в краевых частях Сибирской платформы (Амгинское платформенное погружение), и реже в молодых депрессиях среди кайнозойских покровных образований. Формация в краевых частях платформы имеет широкое площадное развитие и представлена небольшими линзовидными или быстро выклинивающимися пластообразными телами лимонит-пиролюзит-псиломелановых руд. В рудах пиролюзит и псиломелан совместно с лимонитом цементируют терригенный материал. Мощность оруденелых пород и руд не более 3 м, в среднем около 0,7 м, протяженность их неизвестна, по-видимому, несколько десятков метров, протяженность рудоносного горизонта, судя по делювиальным свалам, – до нескольких километров. Содержание марганца в рудах достигает 15,33, в единичных случаях – 40%. В рудах присутствует Fe, иногда повышены содержания Ni, Co, Pb. Описываемая формация тесно ассоциирует с железорудной гётит-лимонитовой (бурожелезняковой), руды которой часто содержат в повышенных (до 8,5%) количествах марганец, иногда золото. Наиболее перспективны на крупные концентрации марганца обширные платформенные погружения, выполненные осадками широко развитых здесь в то же время рек, озер и болот.

Опал-тодорокит-пиролюзитовая песчано-глинисто-туфогенная формация характерна для современных вулканических областей островных дуг (Курильские острова, п-ов Камчатка). Она представлена гидроокислами марганца, парагенетически ассоциирующими с опалом. Последние формируют небольшие линзовидные тела и неправильной формы агрегатные скопления, которые локализуются среди рыхлых четвертичных отложений. Оруденение связано с наземным излиянием в море базальтовой и андезитовой лавы наземного типа и с осаждением рыхлого терригенно-туфогенного материала, характеризуемого высоким содержанием кремнезема. Формация распространена локально, не содержит промышленных концентраций марганцовых руд, образуя лишь рудопроявления.

Гидрогётит-вернадит-пиролюзит-псиломелановая инфильтрационная формация представлена гипергенными гидроокисными соединениями марганца и железа, которые развиваются по трещинам в породе, плоскостям наслоения пород, а также цементируют пористые, рыхлые и обломочные породы. Минерализованные трещины имеют различное происхождение, ориентировку и масштабы. Совокупность их образует омарганцованные зоны, имеющие мощность до нескольких метров и протяженность до первых сотен метров. Мощность рудных прожилков колеблется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров, редко до 3 м. Формация локализуется среди самых разнообразных и разновозрастных толщ, обычно содержащих повышенные количества марганца, или на территории марганцово-рудных районов. Несмотря на широкое распространение, она не имеет самостоятельного практического значения.

Манганосидерит-лимонит-псиломелановая песчано-глинистая формация залегает в корах выветривания морских терригенно-карбонатных толщ палеозоя и мезозоя, развитых преимущественно в платформенных погружениях и реже в наложенных прогибах миогеосинклинального типа (Восточно-Новосибирское платформенное погружение, Вилюйский, Предверхоянский и Малохинганский прогибы, Чагоянский блок). Известняки и песчаники фундамента, на которых развиты коры выветривания, обычно имеют вышекларковые содержания марганца, среди них иногда отмечаются линзовидные тела марганцовистых карбонатов (манганит-пиролюзит-марганцево-карбонатной формации) и проявления полиметаллических руд. Формация представлена бедными рудами, состоящими из рыхлых масс глинистых материалов, включающих обломки кварца, мелкие стяжения и шлировую вкрапленность манганосидерита, лимонита, псиломелана, пиролюзита. Насыщенность пород рудными минералами различна и неравномерна. Содержание MnO в рудах достигает 21,95%, а в карстовых воронках – 35,26%. Рудные тела имеют обычно пластообразную или неправильную форму, локализуются в пони-

женных участках фундамента кор выветривания, представленного известняками и песчаниками, или в карстовых воронках и межкарстовых участках известняков. Эти концентрации марганца квалифицируются как рудопроявления и рудные точки.

Кварц-родонит-пиролюзит-родохрозитовая гидротермальная формация отмечается преимущественно в верхнепалеозойских, мезо- и кайнозойских вулканитах преимущественно кислого, реже среднего состава, иногда среди среднекислых субинтрузий (липарит-дациты, дациты, липариты, кварцевые порфиры, андезиты, андезит-базальты и др.), сочетающихся с разнообразными породами вулканогенных, вулканогенно-кремнисто-терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных формаций. Рудная формация представлена жильными образованиями (мощностью до 5 м) или зонами минерализации (мощностью до 10–40 м) протяженностью до первых сотен метров. Содержание марганца в рудах достигает 37,5%, обычно составляет 5–10%. Генетически она связана с эпитермальными образованиями, являющимися продуктами гидротермальной переработки магматических и осадочных пород в зонах повышенной проницаемости, тектонических нарушений, брекчирования, трещиноватости и т.п. Рудообразования и рудные точки развиты в Охотском и Сихотэ-Алиньском вулканогенах; в Южно-Анюйском, Центрально-Корякском, Восточно-Камчатском и других геосинклинальных прогибах; в Омсукчанской, Харпичиканской и иных наложенных впадинах.

Спессартин-оливин-родонитовая скарновая формация отмечается среди марганецсодержащих карбонатных пород, ассоциирующих с гранитоидами. Следствием этого является развитие магнезиальных, известковых и марганцевых скарнов в экзоконтактовых зонах с гранитоидами. Эта метаморфогенная рудная формация отмечается среди рифейских, палео- и мезозойских пород Буреинского и Чукотского срединных массивов; Восточно-Сихотэалиньского, Чукотского, Тетюхинского и других геосинклинальных прогибов. Она образует месторождения, рудопроявления и рудные точки.

Браунит-родонит-спессартиновая формация включает сильнометаморфизованные марганецсодержащие породы и руды типа гондитов и кодуритов с осадочной или вулканогенно-осадочной дометаморфической природой. Она развита среди нижнедокембрийских глиноземистых, кремнистых, углеродистых железистых сланцев, гнейсов, кварцитов, которые в определенных горизонтах имеют повышенные содержания марганца. Рудопроявления и рудные точки такого состава отмечены на Хангайском, Буреинском, Охотском и Тайгоносском срединных массивах, в Становой складчатой области, на Алданском щите.

Таким образом, в пределах Дальневосточной континентальной окраины наиболее распространена гаусманит-браунит-родохрозитовая яшмово-кремнистосланцевая формация, которая характерна для раннегеосинклинальных прогибов складчатых систем и имеет эндогенный источник рудного вещества. К числу перспективных относятся формации краевых прогибов платформы и раннегеосинклинальных прогибов складчатых систем, а также древние коры выветривания. Формации инфильтрационного и эндогенного типов не имеют самостоятельного значения. Руды этих формаций могут использоваться попутно в совокупности с другими полезными ископаемыми; кроме того, их можно рассматривать как прямой поисковый признак на руды марганцово-рудных формаций других типов, а также на концентрации золота, серебра, полиметаллических руд и т.д.

Список литературы

1. *Архипов Г.И., Кулиш Е.А., Кулиш Л.И. и др.* Железные и марганцевые руды Дальнего Востока // Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР. 1985. 296 с.
2. *Кулиш Е.А., Кулиш Л.И., Меркурьев К.М., Панских Е.А.* Марганцево-железисто-кремнистая формация Дальнего Востока СССР. М.: Наука, 1981. 208 с.
3. *Соколова Е.А.* Марганценосность вулканогенно-осадочных формаций. М.: Наука, 1982. 195 с.

Институт геохимии
и физики минералов АН УССР,
Киев

Поступила в редакцию
29.VII.1987

УДК 552.323.5:552.14

© Воробьев П.В., Донских А.В., Котов Н.В.

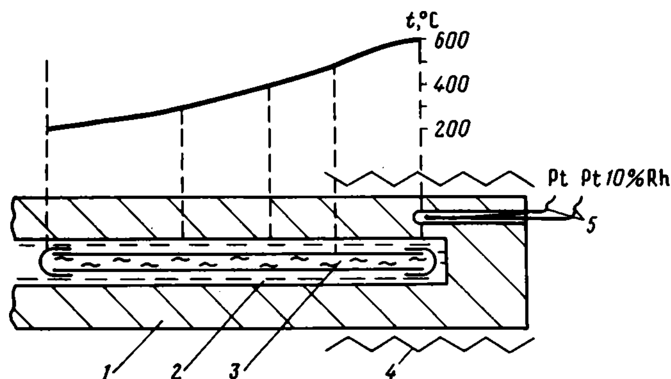
ПРЕОБРАЗОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СРЕДАХ ПОД ДАВЛЕНИЕМ

Стекло толеитового базальта и глубоководный глинистый осадок обработаны при p_{H_2O} = 130 МПа в термоградиентных условиях (200–600 °С) в дистиллированной и модельной морской воде. Установлены поля синтеза фаз: плагиоклаза, анальцима, смектита, амфибола, пироксенов и др. Помещенные в одну ампулу стекло и глинистый осадок имеют реакционные отношения, что приводит к изменению полей синтеза фаз. Экспериментальная модель согласована с природными данными, полученными при глубоководном бурении в пределах срединно-океанических хребтов.

Ранее [1, 5–8] были установлены основные закономерности преобразования вулканического стекла в чистой и модельной морской воде. Методика [1, 5] предусматривала проведение экспериментов при 100–700 °С, p_{H_2O} = 100 МПа, экспозициях 3 сут. В природных системах обычно имеет место значительный градиент температуры, давления, активности компонентов в растворе. Представляется, что температурный фактор при этом играет важную роль. В связи с этим проведена серия экспериментов в термоградиентных условиях (фиг. 1) при отношении вода – порода 5:1. Pt-ампулу длиной 10 см, заполненную шихтой, помещали в реактор, где создавали градиент температуры. Исходным материалом для опытов послужило базальтовое стекло из корок закаливания лавового потока, полученных в результате драгирования в рифтовой долине Восточно-Тихоокеанского поднятия в районе 13° с.ш. (обр. 2985-с, колл. Г.Н. Старицинной, мас.%: SiO_2 50,60; TiO_2 1,33; Al_2O_3 – 15,72; Fe_2O_3 11,45; MnO 0,16; MgO 8,17; CaO 11,06; Na_2O 2,27; K_2O 0,08; P_2O_5 0,10 ; п.п.п. 0,36; S 0,06; H_2O 0,22; сумма 100,63). Стекло – черное, свежее, однородное, содержащее незначительное количество микровыделений плагиоклаза. В ряде опытов исходным материалом послужила глинистая фракция (0,005–0,001 мм) красной глубоководной глины из Южной котловины Тихого океана (обр. 9-Г, колл. С.Г. Краснова, мас.%: SiO_2 50,89; TiO_2 0,96; Al_2O_3 17,23; Fe_2O_3 10,50; MnO 0,93; MgO 4,15; CaO 2,70; Na_2O 1,59; K_2O 2,28; P_2O_5 0,44; п.п.п. 8,45; H_2O 3,66; SrO 0,04; S 0,02; сумма 100,16). Образец, по данным дифрактометрии, состоит из смеси плагиоклаза, кварца, диоктаэдрических смектита и слюды, хлорита. Эксперименты проводили в дистиллированной воде, растворе 1M NaCl + + 1M $MgSO_4$ и в морской воде. Для получения растворов, близких по составу к природной морской воде, использовали соли, извлеченные выпариванием из натуральной воды открытой акватории Тихого океана. Заданное их количество перемешивали с тонко растертым исходным материалом и загружали в реактор, в котором после их растворения в дистиллированной воде образовывался 1, 2, и 3,3 М в NaCl-эквиваленте раствор солей. После завершения опыта и закалки материал по 50-градусным зонам извлекали из ампулы и исследовали на дифрактометре ДРОН-2,0 (CoK_α).

Обработка в дистиллированной воде рентгеноаморфного стекла приводит к его раскристаллизации, начиная с 350 °С. При этом почти полностью исчезает гало в интервале 2θ = = 20–45° и кроме рефлексов плагиоклаза при *d*, равном 3,35; 3,19; 3,02 Å, появляются рефлексы при 5,69; 2,92 Å, принадлежащие анальциму, а также рефлекс смектита при $d = 14{,}6 \xrightarrow{\text{глик}} 16{,}8$ Å. В интервале 400–450 °С (фиг. 2, *а, б*) интенсивности рефлексов плагиоклаза, анальцима и смектита увеличиваются, гало исчезает. При 450–500 °С фиксируется появление тремолит-актинолита с рефлексами при *d*, равном 8,46; 3,13; 2,72 Å и др. Широкое отражение при 14,4 Å, принадлежащее смектиту, после гликоляции образца смещается к 16,7 Å. Появление на рентгенограмммах при 500–600 °С (см. фиг. 2, *в*) характерной триады рефлексов при *d* = 3,00; 2,95; 2,91 Å указывает на синтез моноклинного пироксена. Наличие рефлексов при *d*, равном 3,16; 2,62; 1,93; 1,65 Å, скорее всего свидетельствует о кристаллизации при 550–600 °С также и ромбического пироксена, а рефлексов при *d* = 10,0; 4,60; 3,35; 2,62 и 1,53 Å – триоктаэдрической слюды (см. фиг. 2, *в*).

Взаимодействие исходного материала с раствором 1M NaCl + 1M $MgSO_4$ приводит к раскристаллизации стекла уже при 200–250 °С, т.е. при меньших температурах, чем в предыдущем опыте. Исчезает гало, интенсивность рефлексов исходного примесного плагиоклаза увеличивается незначительно, появляется триоктаэдрический смектит. Рефлекс 001 этого минерала $14{,}9 \xrightarrow{\text{глик}} 16{,}8$ Å (200–250 °С) смещается до $12{,}5 \xrightarrow{\text{глик}} 16{,}8$ Å при 550–600 °С. Синтезированный при 200–300 °С анальцим характеризуется рефлексами при *d* = 5,59 и 3,41 Å, а тремолит-актинолит – рефлексами при *d* = 8,50; 4,91; 3,13; 2,94; 2,72 Å и др. Появление ангидрита (см. рефлекс при *d* = 3,49 Å на фиг. 2, *г*) свидетельствует о нахождении S в форме SO_4^{2-}. Этот минерал, появляющийся в соответствующей гидротермальной среде при 250–300 °С, прослеживается до 600 °С. Рефлексы моноклинного пироксена



Фиг. 1. Схема опытов в термоградиентных условиях
1 – корпус реактора; *2* – гидротермальная среда; *3* – Pt-ампула с шихтой; *4* – нагреватель; *5* – термопара

при *d*, равном 3,00; 2,95; 2,91 Å, фиксируются на рентгенограммах, начиная с 400–450 °С (см. фиг. 2, *г*).

Обработка исходного стекла 1М (по NaCl) раствором солей морской воды вызывает его раскристаллизацию при 200–250 °С. Одновременно с исчезновением гало на рентгенограмме фиксируется значительное возрастание интенсивности рефлексов плагиоклаза. Триоктаэдрический смектит синтезируется при 200–600 °С (интенсивный рефлекс при 15,0 $\xrightarrow{\text{глик}}$ 17,0 Å). В интервале 250–350 °С появляется отражение 002 при 6,43–6,48 Å этого минерала. В условиях опыта происходит синтез амфибола (250–600 °С), моноклинного пироксена (500–600 °С). Слабые отражения ангидрита фиксируются при 250–550 °С.

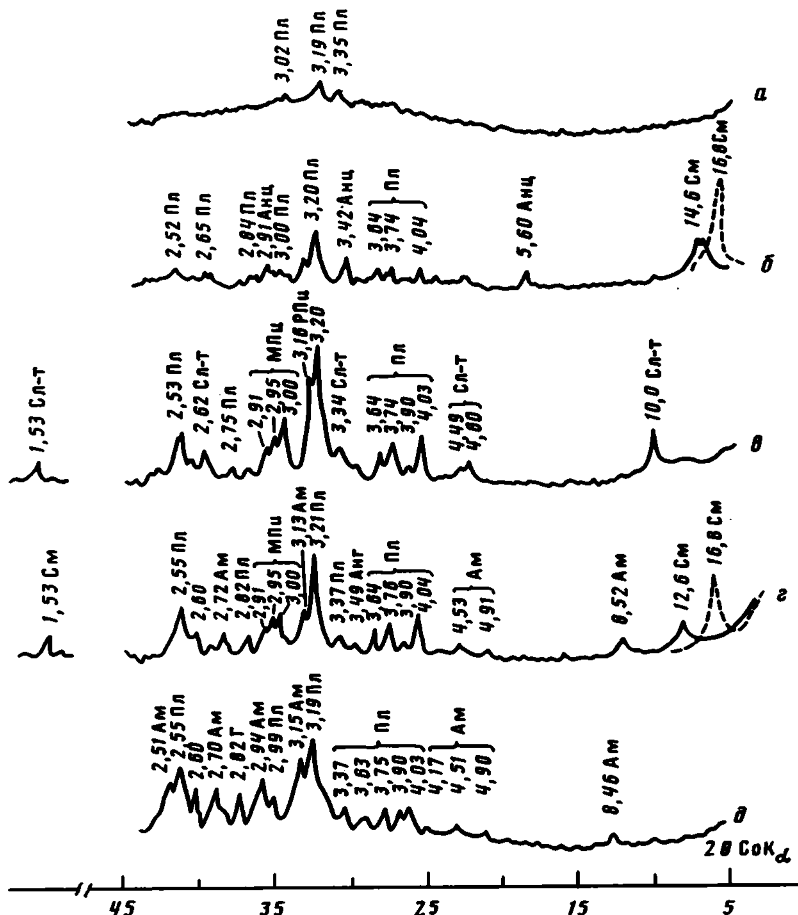
Обработка исходного стекла 2М раствором по NaCl эквиваленту солей морской воды дает сходные с предыдущим опытом результаты.

Повышение концентрации солей морской воды (в эквиваленте NaCl) до 3,3М приводит к раскристаллизации стекла также при 200–250 °С. По стеклу образуется триоктаэдрический смектит (*d* Å – *hkl* : 14,4 $\xrightarrow{\text{глик}}$ 16,0–0,01; 1,53–0,60), сохраняющийся до 400–450 °С. Отражение амфибола 110 смещается от 8,51 (350–400 °С) до 8,42 Å (550–600 °С). Наиболее полная рентгенограмма амфибола характеризуется рефлексами при *d* – *hkl* : 8,46 – 110; 4,90 – $\bar{1}$11: 4,51–040; 4,17 – 220; 3,37–150; 3,27–240; 3,13–310; 2,94–$\bar{1}$51; 2,70–251; 2,59–112,061: 2,51–$\bar{2}$02,002; 2,33–35$\bar{1}$; 2,29–4,20, 071 Å (T = 450–500 °С, см. фиг. 2, *д*).

При гидротермальной обработке фракции 0,001–0,005 мм красной глубоководной глины в чистой водной среде минеральные преобразования исходного материала (фиг. 3, *а*) наблюдаются в температурных зонах выше 350 °С. Отмечается исчезновение рефлекса 001 диоктаэдрического смектита (см. фиг. 3, *б*) и преобразование диоктаэдрической слюды в триоктаэдрическую (см. смещение рефлекса 060 от 1,49 до 1,53 Å). Наблюдается увеличение интенсивности рефлексов хлорита при *d*, равном 7,10; 3,54; 2,51 Å, и появление при 500–600 °С рефлекса 001–14,2 Å. Увеличивается интенсивность рефлексов кварца, плагиоклаза и слюды (см. фиг. 3, *б*).

Минеральные преобразования того же материала в 2М (по NaCl) растворе солей морской воды проявлены в значительно большей степени. Уже при 200–250 °С происходит усиление интенсивности рефлекса 001 диоктаэдрического смектита; при $T > 300$ °С смектит переходит в триоктаэдрическую модификацию, а при 550 °С исчезает. Преобразование диоктаэдрической слюды в триоктаэдрическую происходит также при 350 °С, а исчезает она при 550 °С. Хлорит исчезает из продуктов опыта при 200–250 °С, а кварц при 300–350 °С (см. фиг. 3, *в*). В этом же интервале начинается синтез амфибола (рефлексы при *d*, равном 8,48; 3,13; 2,94 Å, см. фиг. 3, *в*). Ангидрит фиксируется при 200–500 °С. Интенсивность его рефлекса при 3,50 Å максимально выражена при 200–300 °С, а в условиях более низких температур она уменьшается. Галит зафиксирован во всех образцах, но в центральной части колонки материал содержит несколько больше NaCl, чем у концов ампулы. Последнее связано с низкой проницаемостью глины для водного раствора.

Опыт по одновременной обработке 2М (по NaCl) раствором морской воды базальтового стекла, помещенного в высокотемпературную часть ампулы (400–600 °С), и осадочного материала в низкотемпературной ее части (200–400 °С) показал, что глинистый материал преобразуется в целом аналогично описанному выше. При 200–250 °С наблюдается образование смектита (d_{001} = 14,7 Å; d_{060} = 1,49 Å). При 250–400 °С (см. фиг. 3, *г*) постепенно уменьшается интенсивность рефлексов хлорита. Слюда фиксируется на рентгенограмме лишь при 200–250 °С (рефлексы при *d*, равном 10,0; 4,47; 1,49 Å). Происходит

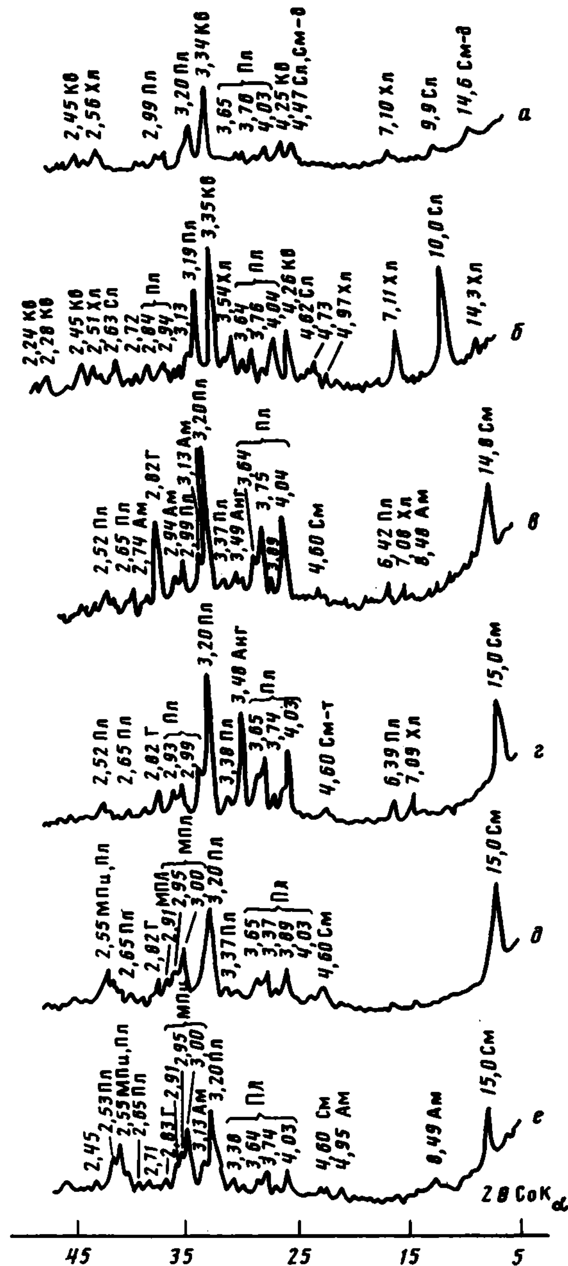


Фиг. 2. Рентгенограммы исходного базальтового стекла и продуктов его изменения в различных гидротермальных средах (p_{H_2O} = 130 МПа)

а – исходное стекло; *б* – стекло + дистиллированная вода (*T* = 400–450 °C); *в* – то же + дистиллированная вода (*T* = 550–600 °C); *г* – то же + 1М NaCl + 1М $MgSO_4$ (*T* = 400–450 °C); *д* – то же + 3,3М (по NaCl) раствор солей морской воды (*T* = 450–500 °C). Здесь и далее обозначение фаз: Ам – амфибол, Анг – ангидрит, Анц – анальцим, Пл – плагиоклаз, МПи – моноклинный пироксен, РПи – ромбический пироксен, Сл, Сл-д – смектит и его ди- и триоктаэдрическая модификация, Кв – кварц, Хл – хлорит, Г – галит

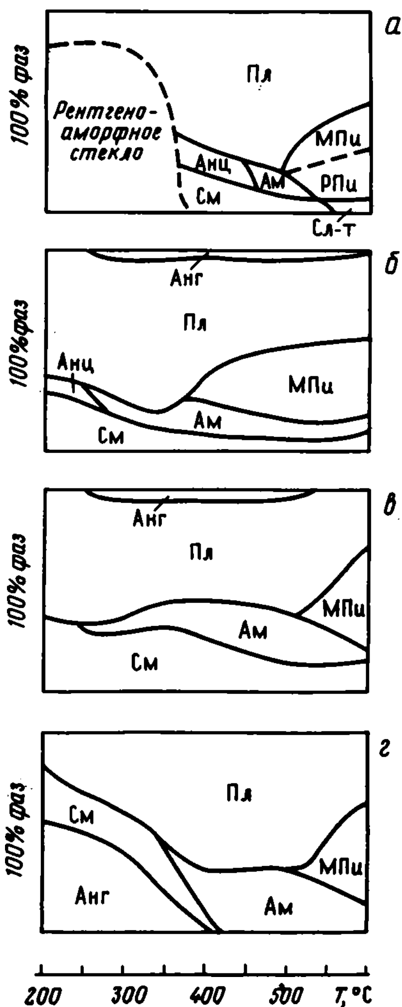
растворение кварца (его рефлексы наблюдаются до 250 °C). Отражения ангидрита прослеживаются на всех рентгенограммах для 200–400 °C. По базальтовому стеклу в условиях этого опыта образуется триоктаэдрический смектит: отражения 001 при 15,0 Å и 060 при 1,53 Å (см. фиг. 3, *д*). Амфибол проявлен только в зоне 550–600 °C (см. фиг. 3, *е*). Кристаллизация моноклинного пироксена и плагиоклаза имеет место во всем рассматриваемом интервале (400–600 °C). Ангидрит в этой части колонки не образуется.

Обсуждение результатов. Поля синтеза и разложения фаз по данным полуколичественной оценки [4] интенсивностей рефлексов на рентгенограммах продуктов опытов представлены на фиг. 4 и 5. По вертикальной оси прямоугольников отложено 100% фаз, по горизонтальной оси – температура. На фиг. 4, *а* видна раскристаллизация исходного вулканического стекла в среде с дистиллированной водой при *T* > 350 °C. Основной минеральной фазой является плагиоклаз. В подчиненном количестве присутствуют смектит, анальцим, амфибол, пироксены и слюда. Формирование слюды в чисто водной среде при 600–700 °C наблюдалось и ранее [1]. В минерализованных средах (см. фиг. 4, *б*, *в*, *г*) в основном формируются те же минералы. Во всех экспериментах при *T* < 200 °C успевает раскристаллизоваться вулканическое стекло. Анальцим формируется только в среде с 1М NaCl + + 1М $MgSO_4$ раствором, исчезает слюда, кристаллизуется ангидрит. Последний, вероятно, является закалочной фазой, особенно при повышенных температурах. Принципиально

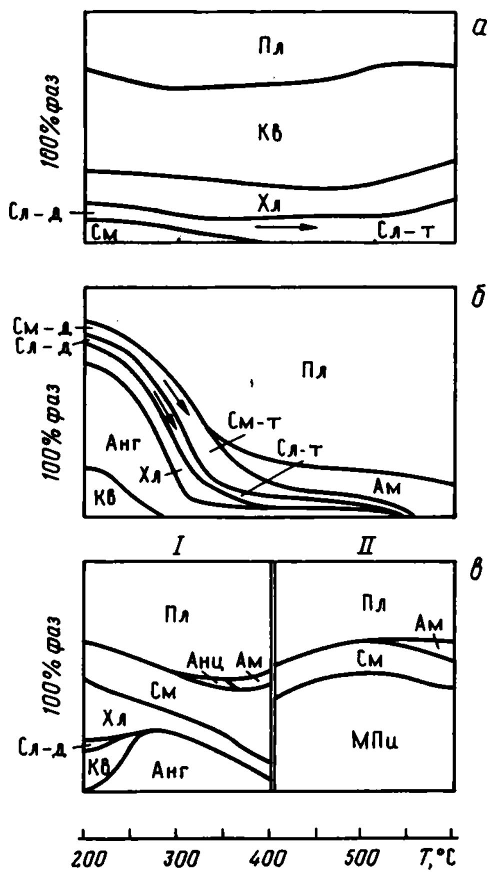


Фиг. 3. Рентгенограммы исходной красной глубоководной глины, продуктов ее гидротермальной обработки и совместной обработки с базальтовым стеклом (p_{H_2O} = 130 МПа)

а – фракция 0,001–0,005 мм красной глубоководной глины; *б* – то же + дистиллированная вода (*T* = 550–600 °С); *в* – то же + 2М (по NaCl) раствор солей морской воды (*T* = 300–350 °С); *г* – то же + 2М (по NaCl) раствор солей морской воды (*T* = 200–250 °С), совместная обработка осадка и базальтового стекла; *д* – то же (*T* = 400–450 °С); *е* – то же (*T* = 550–600 °С)



Фиг. 4



Фиг. 5

Фиг. 4. Поля синтеза и разложения фаз по данным экспериментов с вулканическим стеклом в чистой водной и минерализованных средах

а – чисто водная гидротермальная среда; *б* – раствор 1М NaCl + 1М $MgSO_4$; *в* – 1М (по NaCl) раствор солей морской воды; *г* – 3,3М (по NaCl) раствор солей морской воды

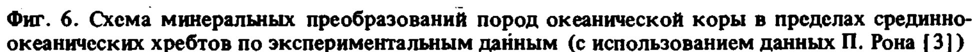
Фиг. 5. Поля синтеза и разложения фаз по данным экспериментов с 0,001–0,005 мм фракцией красной глубоководной глины и базальтовым стеклом

а – глина + чисто водная гидротермальная среда; *б* – то же + 2М (по NaCl) раствор солей морской воды; *в* – глина (*I*) и базальтовое стекло (*II*) в пределах одной ампулы (двойная черта – контакт материалов в ампуле)

характер минералообразования не изменяется в присутствии 1 и 3,3М по NaCl морской воды (см. фиг. 4, *в*, *г*), но увеличение минерализации раствора приводит к сокращению поля смектита.

Фигура 5, *а* иллюстрирует относительное постоянство состава осадочного материала при обработке его дистиллированной водой. Здесь наблюдается лишь сокращение поля смектита с одновременным расширением поля триоктаэдрической слюды. Обработка осадка 2М по NaCl солей морской воды (см. фиг. 5, *б*) вызывает быстрое растворение кварца и новообразованного ангидрита с одновременным увеличением поля синтеза плагиоклаза. Полное исчезновение хлорита происходит при 400 °С, смектита, слюды и ангидрита при 500–550 °С. Конечная минеральная ассоциация состоит из плагиоклаза и амфибола.

Совместная обработка в морской воде базальтового стекла и осадка (см. фиг. 5, *в*) приводит к наибольшим замещениям в осадочном материале. Диоктаэдрическая слюда и хло-



Фиг. 6. Схема минеральных преобразований пород океанической коры в пределах срединно-океанических хребтов по экспериментальным данным (с использованием данных П. Рона [3])

1 – океанический бассейн; *2* – современные осадки в пределах локальных депрессий на внешних склонах хребта; *3* – магматическая камера; *4* – главная разломная система; *5* – мелкие разломы в пределах зон проницаемости; *6* – направление конвекции морской воды; *7* – области разгрузки циркулирующих вод; *8* – потоки ювенильных флюидов; *9* – изотермы; *10* – зоны изменения субстрата и осадков; *11* – схематическое положение метасоматических колонок по термоградиентным ампульным зонам: *а–б* – генерализованные опыты с различными средами и базальтовым стеклом: *в–г* – колонка базальта, контактирующего с осадочным материалом: *д–е* – колонка преобразующегося осадка. Цифры в кружках – новообразованные минеральные ассоциации (± исходные минералы): 1 – См + Анг (по фиг. 4); 2 – См + Анц (по фиг. 4); 3 – См + Ам (по фиг. 4); 4 – Сл ± См, Ам (по фиг. 4, *б, в*); 5 – См ± Сл–д, Хл (по фиг. 5, *в, I*); 6 – См + Анц + Анг ± Хл (по фиг. 5, *в; I*); 7 – См + Ам ± Хл, Анг (по фиг. 5, *в, I*); 8 – См (по фиг., 5, *в, II*,); 9 – См + Ам (по фиг. 5, *в, II*); 10 – Анг ± Сл-д, См-д, Хл (по фиг. 5, *б*); 11 – Ам + Сл-т + См-т (по фиг. 5, *б*); 12 – Ам (по фиг. 5, *б*)

рит оказываются неустойчивыми в более низкотемпературных условиях, чем в предыдущем опыте. Происходит образование большого количества смектита, поле которого значительно расширяется за счет поля хлорита. Ангидрит формируется при более высоких температурах. Наблюдается образование аналицина, устойчивого только в узком (300–350 °С) диапазоне. Синтез по базальтовому стеклу, помещенному в высокотемпературную часть ампулы, плагиоклаза и моноклинного пироксена начинается при 400 °С, при этом образуется максимально большое, по сравнению с отмечавшимися в других опытах, количество моноклинного пироксена, кристаллизация которого начинается даже раньше, чем образование амфибола. Последнее в предыдущих опытах не наблюдалось.

Минеральные преобразования проходят на фоне химического обмена между породой и жидкой фазой. Часть вещества, перешедшего в раствор, выносится из ампулы и осаждается на ее стенках реактора в виде фаялита, магнетита, сульфидов, цеолитов. Образование пирита происходило вне ампулы с базальтом, а в случае опыта с высококонцентрированным раствором морской воды также и внутри ампулы в зоне 200–250 °С совместно с триоктаэдрическим смектитом и плагиоклазом.

На фиг. 6 представлен схематический разрез срединно-океанического хребта. Более высокое положение изотерм в левой части фигуры по сравнению с приведенным в работе [3] связано с наличием локальных депрессий с современными глинистыми осадками

на внешних склонах рифтовой долины. Предполагается, что такие осадки препятствуют проникновению холодных океанических вод в субстрат. Стрелками показано нагнетание в породы морской воды, где имеет место изменение ее состава и смешение с ювенильным флюидом. Согласно обобщающим данным [2], доля ювенильного флюида в смеси невелика. Разгрузка смешанных гидротерм происходит по системе разломов. На фиг. 6 обозначена привязка ампул и продуктов опытов для перенесения результатов экспериментов на природную обстановку. Намечена модельная метасоматическая зональность. Первая группа опытов с базальтовым стеклом (ампула *а–б*) дает представление о характере изменения базальтового субстрата разломной и сопутствующих трещинных зон. Наиболее низкотемпературные вторичные минеральные ассоциации, согласно экспериментам, можно ожидать в форме триоктаэдрического смектита и ангидрита. В более глубинных частях разреза возможно сосуществование смектита с анальцимом. Повышение температуры до 300–400 °С приведет к образованию наряду со смектитом амфибола. В наиболее высокотемпературной области устойчивыми окажутся амфибол и триоктаэдрическая слюда, в зависимости от активности калия. Плагиоклаз возможен во всем температурном интервале, моноклинный пироксен при температуре более 500 °С.

Позиция ампулы *в–г* (см. фиг. 6) соответствует участку закрытой конвективной ячейки [2], когда имеется непосредственный контакт базальта с перекрывающим его осадком, слабо проницаемым для гидротермальных растворов. Характер изменения базальта в целом оказывается сходным с вышеописанным. Основными возможными минералами, согласно экспериментам являются: плагиоклаз, моноклинный пироксен, а также амфибол. При низких температурах первичная ассоциация осадка должна измениться так, что исчезают диоктаэдрическая слюда и кварц, появляется ангидрит. При 300–350 °С хлорит более неустойчив, возможно присутствие анальцима и после его исчезновения появление амфибола.

Позиция ампулы *д–е* иллюстрирует гипотетическую модель возникновения зональности в боковой ветви гидротермального потока, хотя допущение столь высоких (до 600 °С) температур намечено в данном случае, только при экстраполяции экспериментальных результатов на природные процессы. Последние проходят при более низких температурах. Характер изменения осадка с ростом температуры должен сводиться к исчезновению кварца, затем хлорита, переходу смектита и слюды из ди- в триоктаэдрическую модификацию с последующим разрушением этих минералов. Новообразованный ангидрит, согласно опытам, ожидается в интервале 200–500 °С (при высоких температурах – в метастабильном состоянии), а амфибол при $T \gtrsim 350$ °С. Плагиоклаз возможен как сквозной минерал во всем интервале температур.

Список литературы

1. *Котов Н.В., Курносов В.Б., Холодкевич И.В.* Моделирование природных преобразований вулканических пород в чистой и модельной морской воде при повышенных *Р–Т*-параметрах // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 78–79.
2. *Курносов В.Б.* Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения (по данным глубоководного бурения). М.: Наука, 1986. С. 251.
3. *Рона П.* Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. С. 158.
4. Руководство по рентгеновскому исследованию минералов. Л.: Недра, 1975. С. 339.
5. *Холодкевич И.В., Котов Н.В., Курносов В.Б.* Экспериментальное изучение вторичных изменений вулканических стекловатых пород в чистой и модельной морской воде при повышенных *Р–Т*-параметрах // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1982. С. 67–72.
6. *Bischoff J.L., Dickson F.W.* Seawater-basalt interaction at 200 °C and 500 bars: implications for origin of seafloor heavy metal deposits and regulation of seawater chemistry // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 25. P. 385–397.
7. *Mottl M.J., Holland H.D.* Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. – I. Experimental results for major and minor components of seawater // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. V. 42. № 8. P. 1103–1116.
8. *Seyfried W.E., Bischoff J.L.* Experimental seawater-basalt interaction at 300 °C. 500 bar, chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals // Geochim. et cosmochim. acta. 1981. V. 45. № 2. P. 135–148.

Ленинградский государственный
университет

Поступила в редакцию
14.X.1988

УДК 552.52:553.631

© Гюльахмедова З.Г., Халифа-Заде Ч.М.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ГАЛОПЕЛИТОВ НЕГРАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАМЕННОЙ СОЛИ

Миоценовая соленосная толща широко распространена в Нахичеванском и Приереванском прогибах, а также в Восточной Анатолии (Турция). По данным Ш.А. Азизбекова [1], Нахичеванский прогиб представляет собой наложенную мульду, пересекающуюся под острым углом на его бортах с древними структурами. В этом прогибе локальные складки характеризуются самостоятельным структурным планом, которые на бортах прогиба имеют северо-восточное простирание, а в центральной части – северо-западное. Разрывные нарушения в Нахичеванском прогибе встречаются редко лишь с небольшой амплитудой смещения олигоцен-миоценовых слоев.

В Нахичеванском прогибе известно три месторождения каменной соли – Неграмское, Нахичеванское и Пусьянское. Из них соленосная толща Неграмского и Пусьянского месторождений укладываются в объеме среднего миоцена, а Нахичеванское – в верхнем миоцене.

Неграмское месторождение каменной соли – наиболее значительное и расположено в юго-восточной части Нахичеванского прогиба, в 10–12 км к юго-востоку от г. Нахичевань. Месторождение приурочено к периклинальной части Кызылванской антиклинали, имеющей северо-западное простирание. В строении Неграмского месторождения участвуют пестроцветная толща верхнего олигоцена и нижнего миоцена, песчано-алеврито-глинисто-гипсоносно-галитоносная толща среднего миоцена. Последняя срезается пролювиально-делювиальной толщей четвертичных отложений. В среднем миоцене установлены тархан-чокракские и караганские отложения. Допускается, что конкский ярус в этом районе уничтожен антропогеновой денудацией. Продуктивная толща приурочена к низам карагана, которая перекрывается песчано-глинистыми красноцветными отложениями среднего миоцена.

В основании продуктивной толщи залегают слабоизвестковистые черные глины с прослоями и включениями светло-голубого ангидрита и красновато-серого песчаника. Мощность черных глин составляет 5,5 м. Выше залегает слой зеленовато-серых тонкослоистых глин с отпечатками и следами наземных растений и раковинами остракод и мелких угнетенных гастропод. Местами эти глины переходят в зеленовато-серые песчаники с редкими кристаллами каменной соли. Мощность этого слоя достигает 13 м. Следующим слоем разреза соленосной толщи является каменная соль мощностью 45–90 м, которая выше сменяется пачкой гипс-ангидрита переменной (3–16 м) мощности (фиг. 1). Разрез соленосной толщи Неграмского месторождения завершается мощной пачкой красновато-бурых слабоизвестковистых глин с прослоями алевролитов. Мощность перекрывающей красноцветной глинистой пачки колеблется в довольно широких (от 40 до 360 м) пределах.

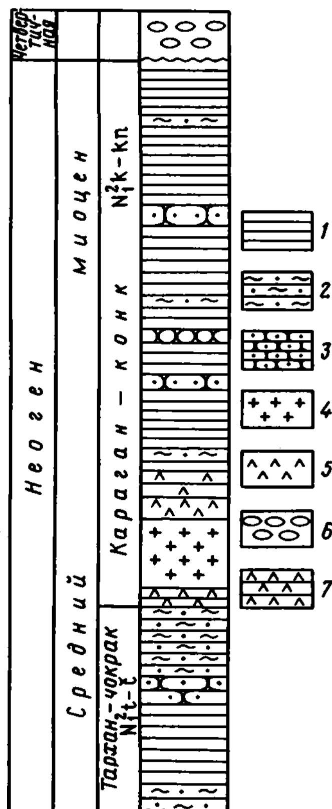
Полезная толща каменной соли с переменной мощностью имеет пластообразную форму и при бортовых частях впадины она замещается гипсоносными глинами, песчаниками с прослоями светло-голубого ангидрита. Прогнозные запасы каменной соли в Неграмском месторождении оцениваются в количестве 2,5 млрд. т.

Соленосная толща Неграмского месторождения может быть сопоставлена с таковой Аванского месторождения каменной соли, локализованной в Приереванском прогибе. По строению и стратиграфическому уровню залегания соленосные толщи обоих месторождений имеют много общего. В обоих случаях соленосная толща укладывается в одном и том же стратиграфическом объеме (караганский ярус среднего миоцена), имеет двучленное строение – нижняя толща каменной соли перекрывается пачкой гипс-ангидрита. Парагенезис галогенных минералов очень беден и состоит из кальцита, гипса (ангидрита), галита, что свидетельствует о сходных генетических условиях их образования. Лишь в Аванском месторождении полезная толща достигает большей (390–536 м) мощности. Мощность "чистых" галитовых слоев колеблется в пределах 1,5–127 м. На Аванском месторождении от плиоценового размыва сохранились не только среднемиоценовые, но и значительная часть верхнемиоценовых отложений, в связи с тем, что они запечатаны мощными потоками базальтовых лав верхнеплиоценового возраста.

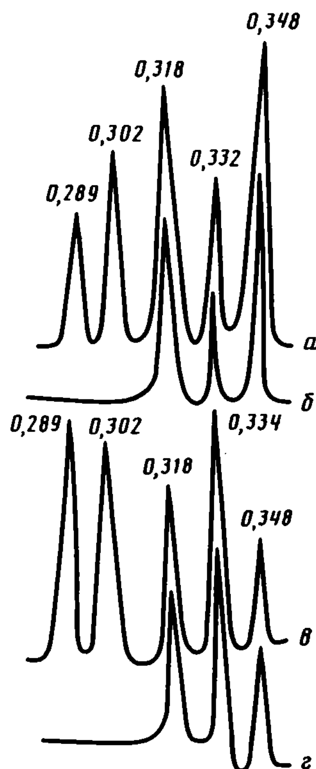
В настоящее время о вещественном составе и генезисе соленосной толщи Нахичеванского прогиба в геологической литературе имеются очень скудные сведения [1, 5].

В нашей предыдущей работе [3] высказано предположение о континентальном озерном происхождении соленосной толщи Нахичеванского прогиба. Для дальнейшего исследования генезиса соленосной толщи нами было уделено большое внимание комплексному изучению галопелитов, поскольку в них "кристаллизованы" важные сведения о происхождении продуктивных пластов Неграмского и других месторождений каменной соли.

В расшифровке химико-минерального состава галопелитов применены микроскопические, химические, спектральные, рентгендифрактометрические, электронно-микроскопические исследования, которыми охвачены галопелиты из девяти скважин Неграмского месторождения в следующих интервалах, м: 630–637, 637–644, 642–646, 734–741,



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Сводный разрез соленосной толщи Неграмского месторождения
1 – глина; *2* – алевролит; *3* – песчаник; *4* – соль (галит); *5* – ангидрит; *6* – галечники и конгломераты; *7* – глины с включениями и пропластками ангидритов

Фиг. 2. Дифрактограмма сухого образца нерастворимого глинистого остатка (*а, в*) и образца, обработанного соляной кислотой (*б, г*)

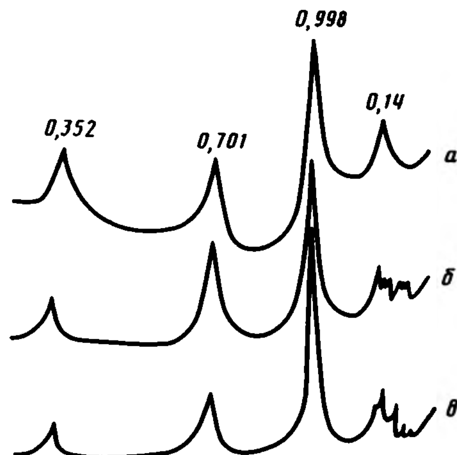
755–760, 816–824, 850–857. Для дополнительной информации специально был изучен химический состав растворимой части галопелитов методом Э.С. Залманзон, а также содержание в них органического вещества.

Авторами изучены три составные части галопелитов: хемогенные (карбонаты, сульфаты), глинистые и обломочные минералы [6].

В результате микроскопического и рентгендифрактометрического исследований можно бесспорно утверждать, что в составе галопелитов присутствует пелитоморфный ангидрит, который в нерастворимом глинистом остатке является доминирующим. В некоторых образцах (скв. 56, гл. 630–637 м) ангидрит сечет соль в виде гофрированных лент шириной 3–4 мм, что свидетельствует о наличии оползня или движения водной среды. В одних участках каменной соли пелитоморфный сульфат кальция не затронут перекристаллизацией, в других – он перекристаллизован по периферии своих скоплений, в некоторых местах скопления сульфата кальция полностью перекристаллизованы. Наряду с ангидритом в составе галопелитового вещества установлено значительное количество карбонатных минералов.

Карбонаты не видны под микроскопом, однако в результате собирательной кристаллизации они были обнаружены у контактов галопелитовых участков в галите в виде ромбовидных образований размером от сотых долей до 0,1 мм. Рентгендифрактометрический анализ карбонатной составляющей галопелитов показал наличие кальцита с незначительной примесью доломита. Для большей достоверности диагностики карбонатов были сняты дифрактограммы сухого образца нерастворимого глинистого остатка до и после обработки соляной кислотой (фиг. 2). Общая карбонатность галопелитов довольно высокая и изменяется от 16 до 27, при этом 98% карбонатов представлено кальцитом. Доломитовая

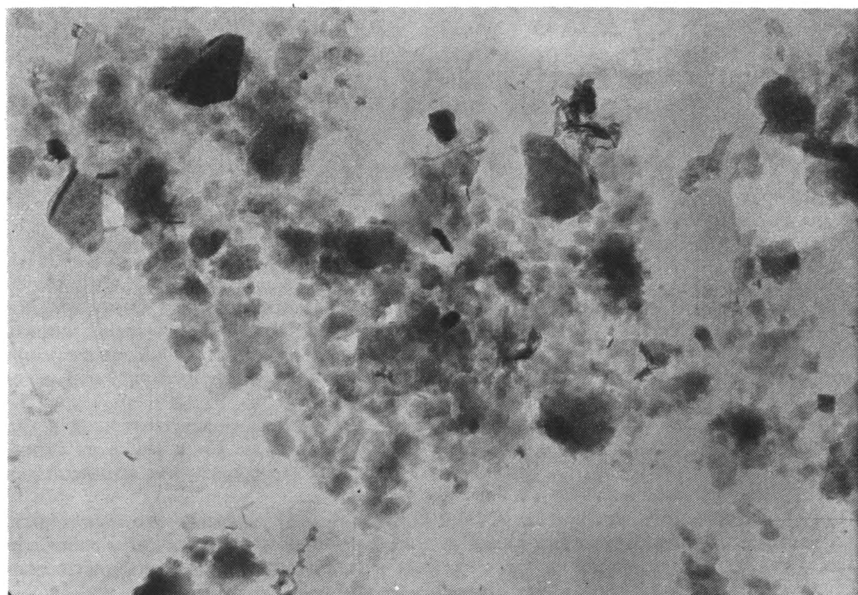
фаза присутствует в ничтожном (2–3%) количестве. Значительная часть MgO связана с разложением алюмосиликатной части пород, что подтверждается высоким содержанием R_2O_3 (табл. 1). Галопелиты очень бедны органическим веществом, что обусловлено аридными условиями их образования. По данным гранулометрического анализа, в галопелитах преобладает фракция < 0,001 мм. Минеральный состав последней был расшифрован с помощью рентгенофазового, электронно-микроскопического и сканомикроскопического анализов (фиг. 3, 4).



Фиг. 3. Дифрактограмма глинистой фракции нерастворимого глинистого остатка
а – воздушно сухой образец; *б* – образец, обработанный глицерином; *в* – термически обработанный образец

Установлено, что в глинистой составляющей нерастворимого остатка 10 Å минералы представлены диоктаэдрической гидрослюдой и смешанослойной гидрослюдой-монтмориллонитом, содержащей ~ 60% смектитовых пакетов. 14 Å фаза состоит из хлорита и смешанослойного хлорита с разбухающими пакетами (монтмориллонит) с содержанием хлоритовых пакетов до 60% (см. фиг. 3, 4). В коллоидной фракции галопелитов каолинит и магнезиальные гидросиликаты не были обнаружены. Преобладание смектитовой фазы в смешанослойных глинистых минералах, по-видимому, связано с сильнощелочными условиями образования галопелитовых прослоев.

Легкая фракция нерастворимого глинистого остатка представлена кварцем, полевыми шпатами и обломками глинистых пород. Это также устанавливается по данным дифрактограмм, где кварцу соответствует рефлекс с d = 0,332 нм (см. фиг. 2). Следует отметить, что зерна кварца представлены или хорошо ограненными кристаллами, или ксеноморфными зернами с регенерированной поверхностью. Это свидетельствует об агрессивном воздействии рапы на кварц и высокой растворимости кремнезема в ней [2]. Плагиоклазу на дифрактограмме соответствует рефлекс с d = 0,318 нм. Он представлен кислой модификацией альбитового ряда.



Фиг. 4. Электронно-микроскопический снимок коллоидной фракции галопелитов (скв. 59, гл. 755–760 м) Неграмского месторождения. Увел. 12500

Таблица 1

Химический состав растворимой в HCl части галопелитов

Компоненты	Скв. 59 (гл. 755–760 м)	Скв. 57 (гл. 850–857 м)	Скв. 53 (гл. 816–824 м)
Н.о.	48,62	60,22	66,22
R_2O_3	6,54	6,38	3,88
CaO	17,35	9,95	11,33
MgO	3,91	2,74	2,58
CO_2	12,30	7,15	9,05
SO_3	5,06	1,52	0,16
$C_{орг}$	0,14	0,14	0,14
Σ	99,73	97,25	99,88
$CaCO_3$	24,65	15,87	19,59
$MgCO_3$	2,80	0,36	0,59
$CaSO_4$	8,60	2,58	0,35
$MgO_{изб}$	2,57	2,57	2,30

Таблица 2

Химический состав галитов и галопелитов Неграмского месторождения каменной соли

Номер скважин	Содержание, вес.%								
	солевой состав				химический состав			Н.о	Ca/Mg
	NaCl	$CaSO_4$	$MgCl_2$	$CaCl_2$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	SO_4		
1	86,79	2,67	0,13	0,20	0,85	0,03	1,82	7,13	28,3
2	91,33	1,97	0,17	0,18	0,62	0,04	1,40	3,30	13,0
3	92,95	2,28	0,18	0,16	0,71	0,036	1,57	2,59	19,7
4	88,98	2,43	0,19	0,13	0,94	0,047	1,80	6,20	20
5	94,68	1,58	0,16	0,16	0,71	0,045	1,15	2,33	16
6	91,43	2,17	0,23	0,21	0,81	0,057	1,51	4,74	14,2
7	87,30	2,57	0,05	0,12	0,99	0,012	1,81	9,03	82,5
8	84,55	3,27	0,02	0,11	0,23	0,006	2,32	10,65	38,3
9	82,72	4,03	0,09	0,09	1,23	0,028	3,16	11,55	44
10	83,34	4,27	0,16	0,17	1,25	0,026	3,02	11,45	48
11	77,87	4,96	0,06	0,15	1,58	0,018	3,53	17,53	87,7
12	81,72	6,98	0,07	0,56	2,07	0,018	4,12	11,17	115
Среднее по месторождению	87,43	3,10	0,13	0,20	1,03	0,03	2,09	7,69	34,3

Тяжелая фракция нерастворимого глинистого остатка представлена биотитом, хлоритом, базальтической роговой обманкой, турмалином, пироксеном, гранатом, цирконом. Необходимо отметить, что преобладающим в тяжелой фракции галопелитов является биотит (~ 60%) и частично рудные минералы, что связано с размывом кислых пород и древних биотитовых сланцев.

По результатам полного спектрального анализа видно, что из микроэлементов в галопелитах присутствуют Ga, Sr, Ti, Fe, Ni, Mg, Mn, Cu, спорадические Be и Mo, а из галофильных элементов установлен только B. Необходимо отметить, что содержание микроэлементов в галопелитах незначительно выше, чем в "чистых" солях.

По данным химического анализа каменной соли (табл. 2) Неграмского месторождения отчетливо устанавливается отсутствие калия и довольно низкое содержание магния относительно кальция. Низкие значения Ca/Mg в галитах и галопелитах также связаны с высокими температурными условиями их образования (см. табл. 2).

* * *

Наличие в галопелитах Неграмского месторождения каменной соли галита в одном парагенезе с кальцитом и ангидритом (гипс), отсутствие калия и повсеместное преобладание кальция над магнием, низкое содержание бора свидетельствует о том, что соленосная толща Нахичеванского прогиба образовалась в континентальных озерных условиях.

Подобный парагенез галогенных минералов и химических элементов хорошо согласуется с равновесной диаграммой континентального галогенеза, разработанной Н.М. Страховым [4].

Список литературы

1. *Азизбеков Ш.А.* Геология Нахичеванской АССР. М.: Гостоптехиздат, 1961. 465 с.
2. *Апполонов А.Н., Иванов А.Г.* О соотношении аутигенной и аллотигенной составляющей в галопелитах // Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М.: Наука, 1986. С. 38–39.
3. *Гюльахмедова З.Г.* К познанию генезиса соленосной толщи Нахичеванской АССР // Вопросы минералогии и литологии. Баку: АзИНХ, 1984. 41 с.
4. *Страхов Е.М.* Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 196 с.
5. *Паффенгольц К.Н.* Геологический очерк Нахичеванского месторождения каменной соли // Тр. Всерос. геол.-развед. объединения. Вып. 222. 1932. С. 112.
6. *Яржемская Е.А.* Вещественный состав галопелитов // Материалы по петрографии районов соленакопления. Л.: Госхимиздат, 1954. С. 260–314.

АзИНЕФТЕХИМ, Баку

Поступила в редакцию
17.V.1988

ХРОНИКА

УДК 55(063) : 551.71/72

Ивлиев А.И., Холодов В.Н.

О РАБОТЕ СЕКЦИИ ЛИТОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ДОКЕМБРИЯ МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА АН СССР

Современное состояние взаимосвязанных проблем литологии, геохимии и петрологии супракрустальных метаморфизованных комплексов докембрия СССР в последние два года освещалось в геологических экскурсиях, докладах и дискуссиях, проходивших с участием многих специалистов Академии наук, Минвуза и Мингео СССР. В соответствии с планом работы секции литологии и геохимии докембрия[1] за период 1987–1988 гг. проведено две полевые сессии, две конференции с общим участием 109 человек и рабочее совещание-дискуссия по проблеме "Геолого-геохимические реконструкции первичной природы метаморфических пород" с участием 115 человек из 27 организаций.

В ходе этих мероприятий, проведенных под председательством О.М. Розена и руководителей рабочих групп, обсуждены возможности разработки ряда фундаментальных и прикладных проблем докембрийского осадконакопления, литогенеза, метаморфизма и экзогенного рудообразования.

На примере опорных стратиграфических разрезов, представляющих весь диапазон возрастных интервалов докембрия СССР, на территории кристаллических щитов и обнаженных окраин докембрийских платформ рассмотрены различные аспекты проблемы формирования ряда докембрийских метаморфических комплексов и континентальной коры. Особое внимание уделено изучению сохранности первичных литологических, геохимических и минеральных признаков первичной природы устойчивых литологических типов метаморфизованных пород и породных ассоциаций в различных геодинамических условиях тектонических структур.

Первая полевая сессия была нацелена на решение проблем нижнепротерозойского вулканогенно-осадочного осадконакопления, литогенеза и рудообразования на примере Печенгской структуры Кольской зоны карелид. Программа сессии включала обсуждение комплекса литологических, геохимических и геофизических результатов наблюдений на поверхности современного эрозионного среза, по керну Кольской сверхглубокой скважины и по каротажным данным ее ствола до глубины 6842 м – нижней границы нижнепротерозойского слабометаморфизованного комплекса.

Сессия проведена 8–14 сентября 1987 г. в г. Заполярном силами представителей Кольской комплексной геологоразведочной экспедиции сверхглубокого бурения ПГО "Недра" МГ СССР, Геологического института АН СССР, Геологического института КНЦ АН СССР и ВСЕГЕИ МГ СССР. На опорных разрезах печенгского комплекса, в геологических маршрутах, в керне и разрезе Кольской сверхглубокой скважины участники сессии наблюдали изменчивость литологических и геохимических признаков осадочных пород по простиранию и падению, оценивали применимость актуалистических и эволюционных концепций, гипотетических построений и методов исследований на геологических объектах возрастом 2,6–1,9 млрд. лет. Печенгский нижнепротерозойский комплекс, подобно другим стратиграфическим аналогам Балтийского щита, формировался в условиях поступления терригенного материала за счет эрозии выступов архейской континентальной коры и интенсивного нижнепротерозойского вулканизма. Для интерпретации условий образования комплекса использовались фанерозойские модели рифтогенеза и островодужных серий с внутриплитными или микроконтинентальными коллизиями.

А.М. Ахмедов (ВСЕГЕИ) на примере базальных конгломератов ахмалахтинской серии в основании бортовых уступов палеорифта показал переход от мощных грубообломочных отложений с крупными остроугольными глыбами и окатанными обломками архейских гнейсов краевой части рифтовой структуры к слоистым кластогенным образованиям с постепенным увеличением доли гравелитов, метапесчаников и туфогенных пород вверх по разрезу

[1] См. хронику 1988 г. в № 2 журнала "Литология и полезные ископаемые".

серии. В вышезалегающих осадочных породах куэтсярвинской серии (район горы Пирти-вары) продемонстрировано преимущественное распространение карбонатных пород, олигомиктовых кварцитов и магнезиальных метапелитов. В этой серии с востока на запад по простиранию показан переход от терригенно-карбонатных отложений к преимущественно терригенным породам в районе р. Кувернекин-йокки.

В средней части разреза печенгского комплекса (район оз. Лучломполо в колосйокской серии) продемонстрированы различные ассоциации пестроцветных и граувакковых терригенных пород с магнетит-гематитовыми железорудными залежами с повышенным содержанием титана, а также карбонатными породами и силицитами, изменяющими по простиранию содержание марганца.

Выше по разрезу, в колосйокской серии, *В.А. Мележик* (Геологический институт КНЦ АН СССР) продемонстрировал первый нижний уровень появления сульфидно-углеродистых сланцев в нижнепротерозойском бассейне седиментации, а затем максимальное их распространение в верхней осадочной пильгуярвинской серии. Этот уровень сульфидно-углеродистых сланцев является продуктивным – вмещающим промышленный тип медно-никелевых руд. На этом уровне интенсивно проявлены процессы эпигенетического рудообразования и показано широкое распространение сульфидных и карбонатных конкреций, а также фосфатсодержащих метапесчаников и гравелитов.

В верхней вулканогенной части разреза печенгского комплекса, расположенного выше устья Кольской сверхглубокой скважины, среди широкого распространения шаровых лав базальтового состава в свите "матерт" *А.И. Ивлиев* (ГИН АН СССР) показал парагенез хорошо сохранившихся гиалокластитов, фтанитоподобных калиевых туфосилицитов и туфобрекчий с силикатными и карбонатными конкрециями. Парагенезы этих пород слагают маломощные пачки с участием пластообразных тел сульфидно-углеродистых сланцев и высокотитанистых фосфорсодержащих железистых титанавгитовых вариолитов субщелочной (шошонитовой?) серии.

По отдельным вопросам и общим проблемам сравнительного изучения литологических, геохимических и геофизических характеристик нижнепротерозойского комплекса (на поверхности эрозионного среза в керне и в стенках ствола Кольской сверхглубокой скважины) были заслушаны и обсуждены доклады: *Д.М. Губермана* "О влиянии литологических свойств горных пород на технологию бурения глубоких и сверхглубоких скважин"; *Ю.П. Смирнова* "Литологическая характеристика печенгского комплекса в вертикальном разрезе Кольской СГ-3"; *М.С. Русанова* "Вулканогенные образования печенгского комплекса".

В результате обсуждения докладов и интерпретации просмотренных интервалов разреза по керну и по поверхности участники сессии пришли к заключению, что Кольская сверхглубокая скважина открыла принципиально новые возможности изучения седиментогенных комплексов раннего докембрия. В недоступных ранее глубинных геологических позициях, на глубине 6,8 км от современной поверхности эрозионного среза, отчетливо сохраняются и распознаются структуры конгломератов, брекчий, во многих случаях псаммитовые структуры и менее отчетливо – алевритовые структуры осадочных пород. Установлены возможности корреляции удаленных относительно маломощных частей разреза осадочных толщ в керне скважин и на поверхности. Эти геологические и литолого-геохимические материалы не нашли достаточно полного отражения в опубликованных работах по проблемам докембрийского литогенеза и метаморфизма.

В проблемно-постановочном докладе *А.А. Жамалетдинова* (ГИ КНЦ АН СССР) продемонстрирован опыт региональных и глубинных литолого-геофизических исследований с использованием традиционных методов электроразведки и МГД-генераторов на основе контрастной неоднородности электропроводящих свойств литологических разновидностей нижнепротерозойских пород Балтийского щита. Комплексирование разноглубинных геофизических методов электрического зондирования с изучением электропроводимости конкретных текстурных разновидностей сульфидно-углеродистых седиментогенных пород и толщ открывает новые перспективы глубинного картирования нижнепротерозойских образований с реконструкцией геодинамических условий их образования и разработкой гипотез субгоризонтальных и вертикальных тектонических смещений.

Геодинамические условия формирования вулканогенно-осадочных комплексов были продемонстрированы на геологических экскурсиях и рассмотрены в выступлениях В.З. Негруцы (ГИН КНЦ АН СССР), в докладах геологов-съемщиков ЦККГЭ ПГО "Севзапгеология" *А.М. Ремизовой* и *В.В. Паничева* при обсуждении нового проекта глубинного картирования Печенгского геодинамического полигона.

Определение преобладающего направления и способа перемещения осадочного материала из области размыва континентальной коры и синхронного вулканизма активно обсуждалось в рамках предлагаемых моделей континентального рифтогенеза (*А.И. Ахмедов*), рифтогенеза с океанической стадией (*В.З. Негруца, В.А. Крупенник, В.Н. Шванов*), островодужных коллизионных обстановок (*О.М. Розен, В.С. Гущин*).

Опыт секции показал целесообразность и эффективность совместных полевых наблюдений по заранее подготовленным опорным геологическим маршрутам, открытых обсуждений

спорных вопросов непосредственно на геологических объектах с последующими теоретическими дискуссиями. Получила одобрение участников сессии свободная форма заявочных проблемно-постановочных докладов по новым нетрадиционным направлениям исследовательских работ.

По результатам работы сессии подготовлена коллективная монография "Вулканогенно-осадочный литогенез и рудообразование щитов нижнего протерозоя СССР". По согласованию с Министерством геологии СССР в монографию включены данные по литологии и геохимии седиментогенных пород нижнепротерозойского разреза Кольской сверхглубокой скважины.

Вторая полевая сессия секции проходила 18–23 мая 1988 г. в пос. Кедровка Свердловской обл., где были показаны литологические особенности осадочных и вулканогенных комплексов в типовом разрезе венда Среднего Урала с проявлениями экзогенного железо-, карбонато- и фосфатонакопления. Были осмотрены разрезы спарагмитовой и флишоидно-молассоидной формации по рекам Серебрянке, Сылвице, Чусовой. Разрезы подготовлены и продемонстрированы *Ф.А. Курбацкой* (ПГУ) и *А.М. Курбацким* (Пермская ГРКЭ ПГО "Уралгеология").

Анабарская полевая конференция по геологии, петрологии и металлогении раннедокембрийских образований Анабарского кристаллического щита проведена под руководством *О.М. Розена* (ИЛСАН) 17–28 июля 1988 г. Участники экскурсий рассмотрели литолого-геохимические аспекты архейского и нижнепротерозойского осадконакопления и процессы формирования архейской сиалической коры, преимущественно гранулитового типа, а также проблематичных троговых комплексов нижнего протерозоя.

Вторая полевая конференция была проведена Институтом геологии Карельского филиала АН СССР на объектах Центральной и Южной Карелии 12–17 сентября 1988 г. в порядке подготовки рабочего совещания-дискуссии по проблеме "Геолого-геохимические реконструкции первичной природы метаморфических пород". В докладах конференции и на экскурсиях были продемонстрированы новые данные о вещественном составе и геологическом положении раннедокембрийских коматиитовых и офиолитовых ассоциаций (*С.И. Рыбаков, А.И. Светова, К.И. Хейсканен, В.И. Робонен*). Предложены нетрадиционные подходы к изучению пространственно-временных взаимосвязей основных вулканитов с черносланцевыми (шунгитовыми и графитовыми) породами (*Л.П. Галдобина*), а также отдельными уровнями терригенных (граувакковых, красноцветных) пород и более удаленных карбонатных биогермов с остатками водорослевых построек. Обмен опытом в решении теоретических и практических вопросов сопоставления метаморфизованных, в различной степени, архейских и нижнепротерозойских коматиитовых и офиолитовых породных ассоциаций привел к пониманию необходимости привлечения современных изотопных, редкоземельных и других геохимических данных с одновременным совершенствованием методик полевых наблюдений и геологогенетической интерпретации первичных и вторичных признаков в метаморфизованных вулканогенных и осадочных образованиях. В ходе конференции было обращено внимание на устойчивое положение и определенную последовательность в ряде разрезов нижнепротерозойских структур уровней углеродо-, карбонато- и железонакопления.

В решении конференции отмечена важность привлечения молодых геологов в работе секции. Институт геологии Карельского филиала АН СССР подготовил программу Всесоюзной школы "Литогенез раннего докембрия", которая будет проведена в г. Петрозаводске 16–25 мая 1989 г. Секция планирует разработать перспективную долгосрочную программу межотраслевых литолого-геохимических исследований опорных комплексов докембрия.

Рабочее совещание-дискуссия по проблеме "Геолого-геохимические реконструкции первичной природы метаморфических пород" проводилось в Ленинграде силами Геологического факультета Ленинградского государственного университета и Института геологии и геохронологии докембрия 23–25 ноября 1988 г. при участии ВСЕГЕИ, Геологического института Кольского НЦ АН СССР и ГИН АН СССР. Работа проводилась по трем направлениям: 1) сохранность седиментационных и вулканогенных текстур и структур при метаморфизме; 2) сохранность исходных концентраций петрогенных и малых химических элементов при метаморфизме; 3) изменение осадочных толщ и магматических образований при эпигенезе – метаморфизме. Было заслушано 22 доклада, 40 фиксированных сообщений и 45 выступлений в дискуссиях.

Большая часть докладов, сообщений и выступлений была посвящена общим и специальным вопросам геолого-геохимических реконструкций, в том числе на примере региональных материалов.

На основании заслушанных сообщений и плодотворной активной дискуссии участники совещания отметили, что во многих научных и производственных геологических организациях интенсивно ведется изучение и картирование метаморфических комплексов; параллельно со структурно-петрографическими исследованиями, распознаванием первичной природы метаморфизованных пород применяется комплекс геологоструктурных, петрологических, литологических, геохимических и в меньшей мере – минералогических методов. В большом объеме проанализированы материалы по Балтийскому, Алданскому, Украинскому, Анабарскому щитам, ряду складчатых областей.

Вместе с тем весьма неполно исследованы и охарактеризованы интенсивные процессы

химического и минерального преобразования осадков и вулканитов, протекающие на интервале от зоны диагенеза до зоны умеренного катагенеза, познание которых методически важно для реконструкции постседиментационных изменений метаосадочных пород. Недостаточно разработаны критерии оценки последовательности и степени проявления наложенных на метаморфиты метасоматических и ультраметаморфических процессов, что особенно важно для повышения корректности геохимического опробования и процедуры реконструкции первичной природы метаморфитов и построения геологических моделей.

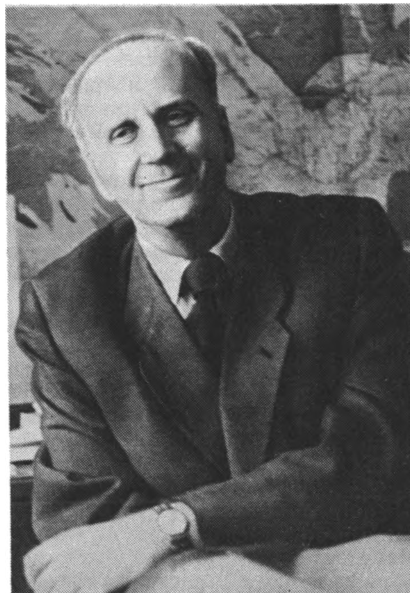
Совещание рекомендовало дальнейшее развитие работ по реконструкции первичной природы метаморфических пород и применение количественных геологических, петрологических, петрохимических и петрофизических показателей.

В решении предложено формировать внутренние и междуведомственные программы изучения метаморфических толщ докембрия и складчатых зон фанерозоя с применением комплекса структурно-петрологических работ, исследования протоприроды метаморфитов и метаморфо-метасоматических процессов. Совещание обратилось в Междуведомственные литологический и петрографический комитеты с просьбой усилить координацию этих работ.

Необходимо обратить внимание на дальнейшее развитие теоретической базы исследований процессов супракрустального породообразования ранних этапов развития Земли и определение их специфики, на поиск минералого-геохимических индикаторов различия гипергенного и гипогенного гидролиза, на выявление реголитного и импактного типов пород.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
29.XI.1988



К 80-ЛЕТИЮ Г.Ф. КРАШЕНИННИКОВА

Известному литологу, в течение многих лет плодотворно работавшему в редколлегии нашего журнала, заслуженному деятелю науки и техники РСФСР, профессору геологического факультета МГУ Григорию Федоровичу Крашенинникову 18 ноября 1989 г. исполняется 80 лет.

Г.Ф. Крашенинников родился в Москве в семье ученого-биолога. Окончив в 1931 г. Московский университет, он приступает к производственной и научно-исследовательской работе вначале в Забайкалье, затем на Урале и в других регионах, преимущественно в угольных бассейнах. Его исследования с первых же лет имели ярко выраженную генетическую направленность. Развивая на практике методы литолого-фациального анализа и палеогеографии осадочных отложений, он достиг больших успехов в научно обоснованном прогнозе локализации высококачественных углей. Эти его работы сыграли особенно важную роль в промышленном освоении Челябинского бассейна в годы Великой Отечественной войны, когда из-за временной утраты Донбасса и перемещения центра индустрии на Урал значение упомянутого бассейна для страны резко возросло. За имевшие большую практическую ценность теоретические разработки Г.Ф. Крашенинникову в 1942 г. была присвоена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук.

В послевоенные годы Григорий Федорович обратился к формационному анализу угленосных образований, принимая личное участие в изучении Донецкого, Кузнецкого, Ткибульского, Карагандинского и других бассейнов. Им были выявлены многие закономерности влияния палеотектонических и палеоклиматических факторов на возникновение и эволюцию в пространстве и времени разнотипных обстановок торфонакопления и углеобразования. По этим работам в 1955 г. он защитил докторскую диссертацию и издал пользующуюся у нас и за рубежом широкой известностью книгу "Угленосные формации СССР".

С 1949 г. и поныне Г.Ф. Крашенинников работает на геологическом факультете МГУ (вначале доцент, с 1956 г. профессор, с 1984 г. профессор-консультант), где им была организована и возглавлена лаборатория литологии и фациального анализа, изначально входившая в структуру кафедры исторической и региональной геологии, а с 1984 г. переведенная в состав новой кафедры литологии и

морской геологии. Здесь Григорий Федорович плодотворно развивал свои идеи, подготовил многие десятки высококвалифицированных специалистов, работающих и преподающих в нашей стране и многих зарубежных странах (ГДР, НРБ, Австралии, Индии и др.), лично организовал и провел со своими учениками научно-исследовательские работы в Донбассе, Ленском угольном бассейне, Северном Верхоянье и других регионах, опубликовал учебник "Учение о фациях" (1971 г.), участвовал в составлении методического руководства к лабораторным занятиям студентов по этому же курсу (1988 г.), является автором более 170 научных работ. Он постоянно принимает активное участие в международных геологических конгрессах, всесоюзных и региональных геологических совещаниях. Возглавляет секцию осадочных пород МОИП, сменив на этом посту старейшину московской литологической школы профессора М.С. Швецова. Все выступления, научные доклады и лекции Г.Ф. Крашенинникова характеризуются четкостью аргументации, сочетанием лаконизма с глубоким содержанием и подкрепленностью теоретических выводов солидным фактическим материалом. Григорий Федорович всегда требует от своих учеников строгости и щепетильности в обосновании выдвинутых ими научных заключений, указывает не делать скоропалительных выводов, а выверить их всесторонне и на всей доступной базе фактических наблюдений. Он является прекрасным диагностом генетических признаков осадочных пород и до сих пор, несмотря на свой возраст, предпочитает делать это в полевых условиях. В нем органично сочетаются опытнейший геолог-полевик и маститый теоретик-ученый.

Желаем дорогому юбиляру здоровья и сил в его благородном деле наставника и воспитателя новых поколений литологов.

Редакционная коллегия журнала "Литология и полезные ископаемые"

Московский государственный университет

Междуведомственный литологический комитет АН СССР

Адрес редакции:
109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИН АН СССР
телефон 230-81-77
Зав. редакцией *Т.А. Шелепина*

Технический редактор *Л.В. Кожина*

Сдано в набор 02.07.89 Подписано к печати 4.09.89 Т – 16016 Формат бумаги 70X100 1/16
Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,7 Усл. кр.-отт. 11,6 тыс. Уч.-изд.л. 15,0 Бум.л. 4,5
Тираж 972 экз. Зак. 3273 Цена 1 р. 80 к.

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИН АН СССР, тел. 230–81–77
2-я типография издательства "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

ВАССОЕВИЧ Н. Б. ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ. ЛИТОЛОГИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ. 1990. 20 л. 4 р. 50 к.

В книгу вошли работы известного советского геолога-нефтяника члена-корреспондента АН СССР Н. Б. Вассоевича, посвященные литологии отложений, пополняющих осадочно-породистые бассейны, а также процессам нефтегазообразования, протекающим в осадочной толще Земли.

Книга предназначена для литологов, геологов-нефтяников.

УГЛЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА. 1990. 20 л. 3 р. 10 к.

В книге дано тектоническое районирование Печорского угольного бассейна. Детально описана литология, стратиграфия и условия накопления угленосных и смежных с ними формаций. Значительно уточнен возраст угленосных свит и проведена их корреляция с возрастными аналогами других угольных бассейнов. Рассмотрены угленосность, геолого-экономическая характеристика Печорского бассейна и дан анализ его сырьевой базы.

Книга рассчитана на стратиграфов, литологов и специалистов, интересующихся формационным анализом.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

252030 Киев, ул. Ленина, 42;
197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;
117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2;
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр-т, 22.

ISSN 0024—497X Литология и полезные ископаемые, 1989, № 5